Guillaume DRAPEAU



Master 1 de Géographie de l'Environnement à l'Université Paris-Diderot

Année Universitaire 2007-2008

Les Pieds dans l'Eau, la Tête dans les Nuages

Etude par télédétection du lien entre précipitations et accroissement nuageux en Amérique du Sud tropicale

Sous la direction de :

Josyane RONCHAIL (LOCEAN)

Catherine MERING (POLE IMAGE)

Jean-Claude BERGES (PRODIG)





REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont tout naturellement à ceux qui sont à l'origine de ce projet, Josyane RONCHAIL, Catherine MERING et Jean-Claude BERGES. C'est avec grand plaisir que j'ai appris à leurs cotés durant ce travail de recherche. Je ne les remercierai jamais assez de leur disponibilité sans faille, leurs conseils précieux et leur investissement dans cette étude, mais aussi de la compréhension et la patience dont ils ont fait preuve quand le travail peinait à avancer. J'en aurais certainement trop abusé, c'est là mon unique regret.

Je remercie ensuite tous ceux dont j'ai pu croisé la route au Pôle Image, les habitués comme ceux de passage, pour l'accueil toujours sympathique et amical dont j'ai bénéficié. Une pensée particulière pour Monique, Benoît, Julien, José, Olivier, pour ne citer que quelques-uns des poliens les plus réguliers.

Je tiens également à remercier Claude KERGOMARD, pour le regard avisé et bienveillant qu'il porte sur mon parcours au sein du dédale de la géographie universitaire. Je reste pleinement conscient de la chance que j'ai de pouvoir bénéficier d'un encadrement supplémentaire d'une telle qualité. Merci aussi à l'ensemble du département de géographie de l'ENS, enseignants comme élèves et étudiants, et Faïza bien sûr, de m'avoir accueilli en son sein cette année, et de m'avoir ainsi permis de donner à ma passion pour la Géographie cette nouvelle dimension.

Une pensée inévitable pour les étudiants du master 1 de Géographie de l'Université Paris-7, pour la solidarité et l'amitié qui anime l'ensemble de ce groupe. Plus particulièrement, merci à Miléna, Gaëtan et Yves pour avoir partagé cette aventure au Pôle avec moi.

Je ne pourrais pas ne pas remercier ensuite, dans le désordre, Vince, Tibo, Seb, Bug, Zaz, Pau, Jas pour avoir si bien feint de s'intéresser à ce que je pouvais dire quand je leur contais avec émotion l'avancement de mes recherches. Merci aussi à eux de m'avoir fait sortir de temps en temps du droit chemin du travail, comme seuls de véritables amis savent le faire.

Et finalement, une pensée pour ma famille, pour son soutien inconditionnel, sa présence...

INTRODUCTION DE L'EAU DANS LE MONDE TROPICAL

« Je distingue à peine le ciel sous la canopée, mais je sens venir les orages, fréquents sous ce climat tropical. La lumière faiblit, les cris et les bruits d'apaisent…il y a comme une attente. Un grondement de tonnerre étouffé, au loin…à nouveau le silence. Et puis, soudain, j'entends la cascade d'eau s'abattre sur la canopée, très loin au dessus de ma tête. Pendant quelques instants, c'est comme si un toit me protégeait. Mais la pluie le traverse très vite et je me retrouve sous mille gouttières crachant des torrents. Le tonnerre gronde. Il fait presque nuit. Chaque branche, chaque feuille, chaque liane se transforme en fontaine jaillissante. La jungle semble s'affaisser sous le poids de ce Niagara tombé du ciel. Sur moi. »

Mike Horn, Latitude zéro

D'ici le siècle prochain, la forêt amazonienne pourrait bel et bien disparaître. En effet, les simulations effectuées à partir de modèles couplés montrent que ce poumon terrestre, comme on aime souvent à le définir (à tort, mais il s'agit là d'une autre question), pourrait perdre jusqu'à 70% de sa surface actuelle à l'horizon 2100 (Cook et Vizy, 2007). L'explication ne serait pas ici la déforestation, dont les conséquences demeurent pourtant dévastatrices, mais bien le changement climatique, dont la réalité est désormais reconnue à une quasi-unanimité. D'après les modèles, le réchauffement global dû, en partie au moins, à la modification de la composition atmosphérique par l'activité anthropique, entraînerait une diminution significative des précipitations annuelles dans cette région du monde. Cette modification de la distribution des pluies pourrait alors entraîner une expansion de la savane au détriment de la forêt sempervirente. Cependant, l'impact des sécheresses sur la forêt amazonienne reste mal connu (Saleska, 2007) et certains remettent en cause la validité de ces modèles et de leurs simulations.

Quoiqu'il en soit, cet exemple illustre de façon explicite l'importance de l'eau et de l'évolution de son cycle pour le milieu naturel tropical, ou plus largement pour le monde tropical dans son ensemble. Il convient d'ailleurs de s'attarder brièvement sur la signification de cet adjectif tropical, sur cette tropicalité décrite par Demangeot (2005)

dans l'ouvrage du même nom. La définition de la zone intertropicale a été l'objet d'étude de bons nombres de chercheurs, qu'ils soient climatologues, géographes, ou naturalistes. Les limites ne sauraient bien sûr être purement géométriques, ce serait faire fi de la complexité du climat que d'ériger les tropiques du Cancer et du Capricorne en frontières hermétiques. Les limites sont donc fondamentalement climatiques, et en premier lieu, les critères thermiques apparaissent essentiels pour la majorité des auteurs, les tropiques se caractérisant par l'absence de saison froide. Aussi retient-on en général une température mensuelle minimale d'environ 18°C (Koeppen, selon par McGregor et Nieuwolt, 1998), réduite au niveau de la mer afin d'y inclure les zones montagneuses. Il peut également y être associée une amplitude diurne supérieure à l'amplitude annuelle (Troll selon Demangeot, 2005), mais celle-ci n'apparaît être alors vérifiée que sur les continents. Ensuite, les météorologistes utilisent parfois l'axe des centres de hautes pressions subtropicales, fixant la limite entre les latitudes moyennes dominées par une circulation d'ouest, et les régions tropicales soumises à l'influence d'est des alizés. Mais cette limite oscille en latitude suivant les saisons, atteignant alors en été des régions ne présentant aucun caractère tropical en hiver. Des géographes à la tête desquels Gourou (selon McGregor et Nieuwolt, 1998; et Demangeot, 2005) proposent une limite en terme de ressource en eau : les précipitations doivent alors être suffisante pour permettre le maintien de cultures non-irriguées. L'isohyète 300mm, constituant une bonne limite de l'aridité (Riou, 1989) est souvent retenu, mais ce seuil peut varier selon les continents (Demangeot, 2005) et plus localement suivant l'exposition, les conditions pédologiques ou encore les méthodes culturales (McGregor et Nieuwolt, 1998). Aucune définition n'est donc à elle seule pleinement satisfaisante et nous retiendrons ici que du fait de l'uniformité saisonnière et spatiale des températures, les précipitations sont l'élément essentiel de caractérisation de ces climats, et que l'abondance de l'eau et sa distribution sont véritablement les facteurs-clés du fonctionnement des milieux naturels tropicaux. Le comportement des précipitations comme « pierre de touche de la climatologie tropicale » (Demangeot, 2005).

Les études hydroclimatologiques du monde tropical, ou de l'Amérique du Sud tropicale dans le cas nous intéressant ici plus précisément, apparaissent donc essentielles à la compréhension de ce type de milieu. D'une façon plus large, la climatologie tropicale est ensuite essentielle au regard de problématiques plus générales. Les climats tropicaux influencent la vie et les activités des sociétés bien plus qu'au latitudes moyennes. Dans des régions marquées par la pauvreté, notre connaissance du cycle de l'eau sera donc d'autant plus important que la ressource en eau est au cœur du développement

économique basé encore essentiellement sur l'agriculture, avec par exemple en Amérique du Sud le rôle primordial des cultures de soja, de café et de cannes à sucre (Théry, 2004, par exemple).

Cependant, pour des raisons historiques, une autre spécificité de la climatologie tropicale est certainement le caractère lacunaire des réseaux de mesures au sol (Demangeot, 2005). La mise en place de ces réseaux remontent pour la plupart des pays tropicaux au XIXe-début du XXe siècle, alors que les colons installèrent des stations afin de collecter des données utiles au développement des plantations (McGregor et Nieuwolt, 1998). Ces réseaux de mesures ont ensuite été repris par les gouvernements nationaux mais les stations sont longtemps restées peu nombreuses, et peu entretenues. Ainsi la collecte de données souffre généralement d'une très forte hétérogénéité spatiale et temporelle, entre des stations plus récentes ne permettant pas la constructions de longues séries temporelles, et ces stations plus anciennes mais peu nombreuses et présentant bien souvent d'importantes lacunes dans leur série pluviométrique. Ceci, suivant les cas, s'explique par le manque de moyens des états concernés, la « non-colonisation » de l'espace jusqu'à très récemment ou même encore aujourd'hui, ou la difficulté d'accéder à des territoires reculés voire hostiles. Enfin, on peut ajouter à cela des problèmes plus intrinsèquement liés aux instruments de mesures eux-mêmes (eau chassée du pluviomètre par le vent, évaporation de l'eau recueillie...).

Dans une telle situation, la télédétection apparaît comme une solution possible, voire nécessaire, pour le recueil de données pluviométriques. Ainsi, depuis les années 1970 (McGregor et Nieuwolt, 1998) l'exploitation des données satellites pour l'estimation des pluies a connu une très forte croissance et a donné naissance à de nombreux programmes de recherches aux échelles globale tel que le Global Precipitation Climate Project (GPCP) ou régionale tel que l'EPSAT (Estimation des Précipitations par Satellite) dans le cas de l'Afrique de l'Ouest. Les différentes études menées ont également donné lieu à l'utilisation d'une diversité de méthodes. Les techniques principalement utilisées aujourd'hui pour l'étude des précipitations sont l'utilisation de l'infrarouge thermique, pour la télédétection des nuages à sommet froid, et l'utilisation des micro-ondes, dont les mesures sont directement liées à la concentration des gouttelettes et cristaux constituant les nuages. Les satellites deviennent ainsi année après année un nouveau type d'outil pour les climatologues, venant s'ajouter aux outils de mesures plus traditionnels. Aussi sera-t-il ici question principalement de deux satellites. Dans un premier temps, nous utiliserons les données fournies par le canal infrarouge thermique (longueur d'onde : 10,8µm) de la

plate-forme GOES 12. Ce satellite géostationnaire du programme américain Geostationary Operational Environmental Satellite fut lancé le 23 juillet 2001 et orbite à 35 790km au dessus de l'Amazonie (0° de latitude, 75°Ouest de longitude). Ayant pour objectif premier le suivi des événements météorologiques et le recueil de données utiles à la prévision météorologique, il fournit avec une résolution temporelle de trente minutes des images couvrant la majeure partie des Amériques, une partie de l'Océan Atlantique et du Pacifique oriental. La résolution spatiale est de 4km à la verticale de la plate-forme pour le capteur infrarouge thermique, 1km dans le visible, et décroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ce point central. Ensuite, des données du satellite à défilement TRMM seront également utilisées. Le programme américano-japonais Tropical Rainfall Measuring Mission est plus particulièrement consacré à l'étude des précipitations tropicales, et représente un précurseur du programme Global Precipitation Measurement (GPM). Le satellite TRMM, orbitant à 350km, fut lancé le 27 Novembre 1997 avec pour objectif de créer une banque de données entre 35°N et 35°S sur la distribution des précipitations et les échanges de chaleur latente. Nous utiliserons ici plus précisément les données fournies par l'imageur micro-onde TMI, récepteur passif des micro-ondes émises par l'atmosphère et les nuages.

L'utilisation de ces nouveaux outils permet la création de tout un ensemble de nouveaux indicateurs climatologiques, visant notamment à améliorer l'estimation des précipitations, enjeu nous l'avons vu essentiel. Aussi, la présente étude aura pour objectif de présenter et d'évaluer sommairement par une première approche heuristique un nouvel indicateur de précipitation basé sur le calcul de l'accroissement des cellules convectives composant les systèmes nuageux. Ces taux de croissance tout d'abord présentés par Bergès *et al* (2005), seront étudiés ici dans le contexte climatologique de l'Amérique du Sud tropicale, nous permettant ainsi également d'observer avec une intention toute particulière l'impact des perturbations extra-tropicales, localement appelées friagens, sur cet espace caractérisé par un intense phénomène de convection profonde.

Dans un premier temps, nous considérerons les grands traits de la climatologie des précipitations en Amérique du Sud tropicale, telle que peuvent en témoigner les stations de mesures de deux réseaux d'observation au sol, l'un en Bolivie, l'autre dans le Nord-Ouest brésilien. Les mécanismes et facteurs responsables de cette distribution spatiale et temporelle particulière des pluies seront présentés dans une seconde partie. Nous nous attarderons ensuite plus longuement sur l'estimation des précipitations par satellite, en présentant notamment plus en détail la méthode de calcul des taux de croissance des cellules convectives. Enfin, après avoir présenté les différentes situations météorologiques

pour lesquelles l'accroissement des nuages aura été observé, nous présenterons les principaux résultats obtenus. La conclusion sera finalement l'occasion de considérer les limites du travail présenté ici, ainsi que de proposer quelques perspectives de travaux futurs.

PARTIE I CLIMATOLOGIE DES PRECIPITATIONS EN AMERIQUE DU SUD TROPICALE : LES EXEMPLES DU NORD-OUEST BRESILIEN ET DE LA BOLIVIE

Dans un premier temps, nous nous proposons de nous intéresser aux grands traits climatologiques de la distribution des pluies dans les latitudes tropicales du continent sudaméricain. Pour cela, nous considérerons plus particulièrement des données de précipitations fournies par deux réseaux de mesures au sol, le premier en Bolivie, le second dans le Nord-Ouest du Brésil. Une fois les grandes caractéristiques des régimes pluviométriques de ces régions identifiées, nous présenterons les différents processus responsables de cette distribution particulière des pluies, en insistant notamment sur le lien entre le développement de la nébulosité et les précipitations, et sur les mécanismes climatologiques plus spécifiquement liés aux caractéristiques physiques de l'Amérique du Sud.



1 / DISPOSITIF D'OBSERVATIONS AU SOL

Fig.1 - Localisation des stations de mesures en Bolivie (gauche) et au Brésil (droite)

Nous proposons de déterminer les grands traits caractéristiques de la distribution spatiale et temporelle des précipitations en Amérique du Sud Tropicale. Pour cela, nous utiliserons deux séries de mesures au sol couvrant deux espaces différenciés (Fig.1).

Localité	Latitude	Longitude	Altitude	Situation
Camiri	-20,1	-63,05	810	Vallée
Cobija	-11,08	-68,87	235	Plaine
Cochabamba	-17,41	-66,17	2550	Vallée
Concepcion	-16,3	-62,1	490	Plaine
El Alto / La Paz	-16,5	-68,17	4000	Altiplano
El Trompillo	-17,8	-63,17	473	Plaine
Guayaramerin	-10,8	-65,4	130	Plaine
Magdalena	-13	-64,1	141	Plaine
Oruro	-17,96	-67,11	3702	Altiplano
Puerto Suarez	-18,98	-57,81	152	Plaine
Riberalta	-11	-66,07	141	Plaine
Robore	-18,34	-59,72	265	Plaine
Rurrenabaque	-14,43	-67,5	204	Plaine
San Ignacio de Moxos	-14,96	-65,63	160	Plaine
San Ignacio de Velascos	-16,4	-61	410	Plaine
San Joaquim	-13,04	-64,66	139	Plaine
Trinidad	-14,82	-64,91	159	Plaine
Yacuiba	-22,01	-63,67	1050	Vallée

Tableau 1 - Liste des stations utilisées dans le cadre du réseau bolivien

En Bolivie, les données à notre disposition, fournies par le SENAMH (*Servicio Nacional de Meteorologia y Hydrologia*), regroupent les précipitations mensuelles de 1950 à 2005, ainsi que les précipitations quotidiennes de Août 2005 à Juillet 2006 qui seront utilisées ultérieurement dans cette étude. Ce premier réseau de 18 stations (Tableau 1), bien que réduit et donc peu dense, recouvre l'ensemble du territoire bolivien. Il nous permettra ainsi d'observer l'influence des différents environnements de ce pays (plaine, vallée, Altiplano) sur la distribution des précipitations.

Le réseau de stations météorologiques dans le Nord-Ouest du Brésil est lui composé de 17 postes (Tableau 2) de l'Agência Nacional de Águas (ANA). Les données mensuelles, plus irrégulières que dans le cas bolivien, remontent jusqu'à 1961 pour la localité de Taraqua, mais seulement 1996 pour Barreirinha pour prendre les exemples les plus extrêmes. De plus les données pour certaines années sont malheureusement manquantes. La prudence s'impose donc quant à l'utilisation de ces données pluviométriques. Aussi faut-il noter que certains totaux mensuels pouvant manquer ponctuellement aux séries de données, on choisira alors de remplacer la valeur manquante par la moyenne des précipitations mesurées pour le mois et la station en question sur l'ensemble de la période disponible. Sauf mention contraire, cette période sera 1950-2005 pour les données boliviennes, et l'ensemble des années disponibles concernant les données brésiliennes.

Localité	Latitude	Longitude	Première année disponible
Acanui	-1,80	-66,55	1973
Balaio	0,39	-66,65	1989
Barreirinha	-2,10	-66,45	1996
Boa União	-2,87	-68,80	1982
Espirito Santo	-2,75	-67,57	1992
Estirão de Santa Cruz	-4,29	-65,20	1981
Gavião	-4,84	-66,85	1975
Maraa	-1,82	-65,35	1978
Marabitana	0,43	-68,83	1992
Missao Icana	1,07	-67,59	1980
Porto Antunes	-2,89	-66,95	1979
Santo Antonio de Iça	-3,08	-67,93	1972
Sao Felipe	0,37	-67,31	1978
Sao Paulo de Olivença	-3,45	-68,80	1972
Sao Pedro	-2,35	-65,12	1982
Taraqua	0,13	-68,54	1961
Tunui	1,39	-68,15	1981

Tableau 2 - Liste des stations utilisées dans le cadre du réseau brésilien

A partir de ces données, nous choisissons maintenant de documenter la variabilité des régimes pluviométriques pour cette partie de l'Amérique du Sud tropicale. Nous nous intéresserons tout d'abord à la variabilité intra-annuelle, ou saisonnière, avant d'envisager la variabilité interannuelle.

2 / DISTRIBUTION SPATIALE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES

Il convient avant tout autre chose de s'intéresser à la distribution des précipitations pour ces deux régions, à l'échelle annuelle dans un premier temps.



En Bolivie (Fig.2), nous pouvons immédiatement distinguer deux régions : la région de plaine amazonienne et la région andine composée de l'Altiplano et des vallées. En termes pluviométriques, la limite entre ces deux régions se trouve environ à 1000mm par an, les Andes recevant des totaux annuels de précipitations inférieurs à cette limite et l'Amazonie bolivienne pouvant enregistrer jusqu'à plus de 2000mm par an. La Bolivie juxtapose donc deux visages, l'un sec et marqué par le relief aux pieds duquel s'étend le second humide et plan. « Andine, sèche et froide à l'ouest, amazonienne, chaude et humide à l'est, la Bolivie est un espace de contrastes » (Ronchail, 1989). De plus, la plaine amazonienne présente également une subdivision : la moitié Nord enregistrant plus de 1500mm de pluie par an là où la moitié Sud n'en reçoit qu'entre 1000 et 1500. La distribution des précipitations annuelles en Bolivie est donc relativement bien organisée, nous permettant d'établit ce type de zonage.

Dans le Nord-Ouest brésilien, la situation n'est pas aussi évidente. Aussi si les totaux annuels de précipitations sont supérieurs à ceux trouvés en Bolivie (de 2500 à 4000mm environ), leur variabilité spatiale est également très importante. On trouve en effet des stations relativement proches et pourtant enregistrant des totaux annuels différant de plus de 1000mm. Cette variabilité met alors en exergue le rôle des conditions locales, telle que l'altitude par exemple, ou encore le type d'occupation du sol. Dans ce cas, il n'est pas possible d'établir un quelconque zonage, ni d'identifier véritablement les motifs de la distribution des précipitations.



Les deux régions d'étude se différencient dont largement par l'ampleur des précipitations reçues, et si la distribution des précipitations apparaît être relativement bien organisée en Bolivie, la situation semble plus confuse au Brésil. Cependant l'utilisation des totaux annuels de précipitations ne nous livrent qu'une information se révélant très rapidement limitées. Aussi nous est-il nécessaire de considérer d'autres échelles de temps, en considérant la variabilité intra-annuelle des pluies, à travers l'observation des distributions mensuelles et saisonnières des précipitations.

3 / VARIABILITE SAISONNIERE DE LA DISTRIBUTION DES PLUIES

On dresse tout d'abord les diagrammes des précipitations mensuelles moyennes illustrant les régimes pluviométriques moyens en Bolivie (Fig.4) et dans le Nord-Ouest brésilien (Fig.5). Ces régimes pluviométriques sont obtenus en moyennant pour chaque réseau les régimes pluviométriques moyens de chaque station calculés pour la période 1950-2005 dans le cas bolivien, ou sur l'ensemble des années disponibles (Tableau 2) dans le cas brésilien.

Dans le cas bolivien, la courbe pluviométrique obtenue est une courbe monomodale dont le maximum correspond au solstice d'été austral (214mm), et le minimum au solstice

Régime pluviométrique moyen en Bolivie

d'hiver austral (22mm). Ce régime peut donc être clairement classé comme tropical (Demangeot, 2005).

Fig.4 - Régime pluviométrique moyen en Bolivie (période 1950-2005)

Dans le cas de la région nordouest du Brésil, la courbe obtenue est une courbe trimodale, significative



d'un fonctionnement plus complexe. Celui-ci est induit notamment par la combinaison du système de mousson sud-américaine en été austral puis en automne (voire plus loin), et de l'accentuation de l'insolation lors des équinoxes. Si le maximum absolu de précipitations se situe en Mai (328mm), et le minimum principal en Septembre (191mm), la courbe présente



de autres maximums relatifs très peu différenciés en Octobre (218mm) lors de l'équinoxe de printemps et en Décembre (262mm). Un tel régime témoigne alors d'un climat à caractère équatorial (Demangeot, 2005) avec des pluies abondantes et une absence de saison sèche.

Fig.5 - Régime pluviométrique moyen dans le Nord-Ouest brésilien (calculée sur l'ensemble des années disponibles)

Nous disposons donc de deux zones d'études relativement différenciées du point de vue pluviométrique. L'une tropicale, présentant un régime très fortement contrasté avec de forts totaux pluviométriques en été austral et un hiver particulièrement sec, l'autre équatoriale avec de forts totaux de précipitation tout au long de l'année. Cependant, ces deux diagrammes ne sauraient traduire une variabilité spatiale plus fine des totaux pluviométriques et de leur variabilité saisonnière. Aussi les figures 6 et 9 nous donnent quelques exemples illustrant cette variabilité spatiale des régimes pluviométriques pour la Bolivie et le Nord-Ouest brésilien.



Fig.6 - Variété des régimes pluviométriques en Bolivie (Les totaux mensuels de précipitations sont indiqués en millimètres, pour chaque mois allant de Août à Juillet, calculés sur la période 1950-2005)

En Bolivie, le contraste certainement le plus saisissant est celui opposant la plaine amazonienne occupant une large moitié d'orientation NO-SE du territoire, et le secteur andin au sud-ouest du pays. Alors que l'Amazonie bolivienne se caractérise par une longue saison humide et d'importants totaux mensuels de précipitations (200-300mm), l'Altiplano et les vallées andines semblent présenter une saison humide réduite et de faible ampleur (moins de 100mm à Oruro en Janvier). De même en hiver, la sécheresse est beaucoup plus marquée dans les secteurs les plus élevés alors que la plaine amazonienne enregistre encore des totaux mensuels significatifs (plusieurs dizaines de millimètres). Enfin si le relief est un facteur indéniable (Fig.7), la latitude apparaît également jouer un rôle important dans la distribution des précipitations (Fig.8). Ainsi les précipitations semblent être plus importantes dans le nord du pays que dans le sud, de façon plus marquée en été lors de la saison humide, qu'en hiver lors de la saison sèche.





Nous pouvons donc voir dans la distribution des précipitations en Bolivie l'influence combinée de l'altitude et de la latitude. Le secteur d'étude brésilien ne présentant pas de



variations topographiques importantes, et étant latitudinalement plus réduit, il peut être intéressant d'y observer spatialement les variations des régimes pluviométriques à travers l'exemple de quelques postes de mesures (Fig.9), afin de chercher à en tirer les grandes caractéristiques.

Fig.8 - Influence de latitude sur les précipitations en Bolivie





Bien que les stations recouvrent un espace plus réduit que dans le cas bolivien, la variabilité spatiale des totaux de précipitations ainsi que des régimes pluviométriques restent étonnamment importante. Ainsi, on observe tout d'abord que les courbes considérées présentent des profils très variables, allant du régime monomodal à Maraa dans l'ouest de la zone d'étude, à des régimes tri- voire quadrimodal pour Tunui. On observe également une transition entre les stations du Nord, dont le régime tend le régime tropical de l'hémisphère boréal, et les stations du sud présentant une tendance inverse. L'exemple de Boa União ensuite se singularise par un régime atypique, avec un maximum principal en Janvier. Le Nord-Ouest brésilien présente donc importante variabilité dans ses

régimes pluviométriques. Celle-ci peut être mis en relation avec la forte variabilité spatiale des processus à l'origine des pluies, à la tête desquelles la convection profonde dont il sera question un peu plus tard dans cette étude.

Si cette variabilité plus confuse rend la tâche plus complexe, il est tout de même possible de déterminer quelques traits caractéristiques de la distribution des précipitations dans ce secteur brésilien. On observe par exemple un glissement de quelques mois des précipitations mensuelles maximales et minimales au fur et à mesure que l'on se déplace du nord vers le sud. Les stations les plus au nord enregistrent en effet le maximum principal en Mai et le minimum principal en Novembre, alors que les stations plus au sud les enregistreront en Mars et en Août respectivement. Cette différence latitudinale, vraisemblablement liée au balancement saisonnier de l'équateur météorologique, trouve ensuite un écho en termes de total mensuel de précipitations, en saison sèche en particulier. Il apparaît que les totaux mensuels des mois les moins arrosés tendent à diminuer du Nord vers le Sud (de 250 à 100mm).

Cette première approche de la variabilité saisonnière des précipitations pour chacun de nos secteurs d'étude peut ensuite être compléter par des cartes de répartition saisonnière de précipitation.

Les cartes de répartition saisonnière des précipitations en Bolivie (Fig.10) témoignent en premier lieu de l'importance de la sécheresse sur les mois d'hiver austral (JJA). Sur ces trois mois ne tombent en effet que quelques pourcents des pluies annuelles. Logiquement, les pluies estivales (DJF) participent le plus au total annuel de précipitations, avec une part s'élevant à plus de 40% pour les stations amazoniennes, et plus de 50% pour les stations andines. Automne et printemps enfin, apportent également une part significative des pluies et apparaissent comme relativement équilibrées. On peut cependant noter une proportion sensiblement plus importante des pluies de la période MAM dans le total annuel.

Un autre aspect intéressant est l'apparente homogénéité de ce cycle saisonnier sur l'ensemble du territoire bolivien. Ainsi la répartition saisonnière des précipitations semble être identique pour l'ensemble des stations du réseau d'observation. Ceci nous indiquerait donc que les processus saisonniers responsables des précipitations affecteraient la totalité du territoire d'une manière comparable.



Fig.10 - Répartition saisonnière des précipitations en Bolivie (période 1950-2005)

Le cycle saisonnier des pluies dans le Nord-Ouest du Brésil (Fig.11) ne présente pas les mêmes caractéristiques. Il est ici intéressant de remarquer le comportement différencié des stations de part et d'autre de l'équateur. Les stations de l'hémisphère sud reçoivent la majorité de leurs pluies sur les périodes DJF et MAM (environ 30% pour chacune d'elles). La part de pluie pour les périodes JJA et SON sont sensiblement identiques, plus faible mais significatives (environ 15-20%). Dans l'hémisphère nord, les quatre saisons semblent plus différenciées. La saison la plus pluvieuse est le printemps (MAM) avec plus de 30% des pluies annuelles. Viennent ensuite l'hiver (DJF) et l'été (JJA) puis finalement l'automne (SON) qui est la saison la moins arrosée (environ 15% des pluies annuelles).



Fig.11 - Répartition saisonnière des précipitations dans le Nord-Ouest brésilien (calculé sur l'ensemble de la période disponible)

Bolivie et Nord-Ouest brésilien présente donc des cycles saisonniers différents, cycle tropical organisé autour des solstices dans le cas bolivien, cycle équatorial organisé autour des équinoxes dans le cas brésilien. L'autre élément clé est certainement l'intensité de la saison sèche affectant la Bolivie, sans équivalent dans la zone d'étude brésilienne.

La variabilité intra-annuelle de la pluviométrie dans ces deux secteurs de l'Amérique du Sud tropicale a donc été documentée. Nous en retiendrons plus particulièrement l'opposition entre une distribution spatiale des précipitations assez nettement organisée en Bolivie et leur très forte variabilité spatiale au Brésil, ainsi que la différenciation de cycles saisonniers témoignant d'un fonctionnement tropical dans le premier cas, équatorial dans le second.

4 / VARIABILITE INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS

Il peut maintenant être intéressant d'observer brièvement l'évolution des précipitations en Amérique du Sud tropicale au cours de ces dernières années, afin de nous familiariser avec la variabilité interannuelle des pluies dans cette région du monde. Plus spécifiquement, il s'agira pour nous de comprendre comment l'année Août 2005-Juillet 2006, sur laquelle nous travaillerons plus précisément dans la suite de cette étude, s'inscrit dans cette variabilité à long-terme.



Fig.12 - Evolution comparée des totaux annuels moyens de précipitations en Bolivie et dans le Nord-Ouest brésilien

L'évolution des totaux annuels moyens de pluie (Fig.12) enregistrée par le réseau de mesure bolivien au cours de la seconde moitié du XXe siècle laisse apparaître un cycle

pluriannuelle de précipitations. Ce cycle se caractérise par une période de précipitations annuelles relativement faibles autour des années 60, et au contraire des totaux plus importants de la fin des années 70 au début des années 90. Il semblerait ensuite que depuis cette période la tendance soit à une baisse des pluies annuelles, la période actuelle serait alors dans une phase de précipitations relativement faibles. Si nous ne disposons de données suffisamment significatives au Brésil avant les années 80, l'évolution observée sur ces 25 dernières années semblent vérifier également une baisse des totaux annuels de précipitations, comme pour l'ensemble du bassin (Espinoza et al, à paraître). On remarque aussi assez nettement l'impact de l'oscillation australe (cf partie 2) sur la variabilité pluri-annuelle, avec moins de pluie au Nord en Niño (82-83, 91-92, 97-98), et plus en Niña (95-96). Mais le phénomène El-Niño ne saurait expliquer toute la variabilité observée, comme en témoigne l'année 1984 par exemple, année « normale » pour l'Océan Pacifique.

Au cœur donc de cette période de faibles pluies, l'année 2005-2006 ne semble pas correspondre à un extremum significatif particulier. Cependant la comparaison du régime pluviométrique enregistré au cours de cette année avec le régime pluviométrique moyen laisse apparaître plusieurs anomalies remarquables (Fig.13).



Fig.13 - Régime pluviométrique de l'année 2005-06 et régimes moyens

L'anomalie la plus importante est certainement le très fort total pluviométrique des mois d'été austral, Décembre, mais surtout Janvier. Celle-ci est d'autant plus remarquable qu'elle affecte de façon assez similaire les deux régions d'études, marquant un pic en janvier suivi de précipitations mensuelles moyennes beaucoup plus faibles en Février et Mars. Le mois de Mai est ensuite marqué par une légère anomalie positive au Brésil, alors que la Bolivie y enregistre une nette anomalie négative. Enfin l'hiver austral 2005 semble se caractériser par un franc déficit de précipitations dans le Nord-Ouest brésilien, et une anomalie négative plus légère en Bolivie. Enfin un dernier point intéressant est la différence observée entre le régime pluviométrique moyen calculé sur la période 1950-2005 et celui correspondant à la dernière normale climatique selon l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale), c'est-à-dire 1971-2000. Les précipitations sont globalement supérieurs pour la seconde période, ce qui se comprend assez facilement au regard du cycle pluriannuel décrit précédemment, mais on note que ces plus forts totaux mensuels concernent essentiellement les mois d'été austral, et peu ou pas la saison sèche hivernale. On notera donc une certaine constance interannuelle des précipitations hivernales et une variabilité plus forte des pluies estivales. Finalement, cet exemple pose aussi la question plus large de la définition et du sens des moyennes et des normales ainsi que de leur utilisation au regard de la variabilité interannuelle des précipitations.

Cette étude de la climatologie tropicale sud-américaine au moyen de réseaux d'observation au sol, l'un en région tropicale, l'autre en région équatoriale, nous a donc révélé les principaux aspects de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans cette partie de l'Amérique du Sud. Comme dans le reste du monde tropical, les pluies sont ici remarquables par leur variabilité et leur irrégularité, dans le temps comme dans l'espace (Riou, 1989). Cette diversité de climats sous les latitudes tropicales reformule alors le problème de définition d'un espace ou d'un monde tropical évoqué en introduction. Tout en gardant bien à l'esprit que ces deux seuls exemples de sauraient rendre compte avec exhaustivité de toute la complexité du climat sur l'ensemble de ce continent, ces deux signatures climatologiques différenciées témoignent de la coexistence d'une multiplicité de mécanismes responsables de cette distribution particulière de la précipitation. Aussi est-il intéressant maintenant de s'attarder sur ces différents mécanismes, tel qu'ils peuvent être présentés dans la littérature. Nous considérerons alors tout d'abord les processus généraux de développement de la nébulosité et des précipitations, pour observer ensuite les mécanismes plus spécifiques à l'Amérique du Sud tropicale.

PARTIE II DE LA PLUVIOGENESE EN AMERIQUE DU SUD TROPICALE

1 / LES MECANISMES FONDAMENTAUX DE LA PLUVIOGENESE

Afin d'appréhender le plus correctement possible la question de la pluviométrie en général, et celle de pluviométrie tropicale en particulier, il convient tout d'abord de s'intéresser à l'humidité de l'air, en lien avec la nébulosité, puis aux mécanismes pouvant faire précipiter cette eau alors disponible dans l'atmosphère.

• La Nébulosité, entre Humidité et Précipitations

L'humidité absolue correspond à un potentiel précipitable, il s'agit de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Cependant celle-ci peut, sous certaines conditions, subir une condensation et passer alors en phase liquide. Ceci se produit lorsque l'air est saturé en vapeur d'eau, c'est-à-dire lorsque le seuil de saturation est franchi et que l'humidité relative atteint 100%.

Fig.14 - Capacité hygrométrique de l'eau à 1015hPA (Godard et Tabeaud, 2004)



Or le point de saturation dépend de la température de l'air. La capacité hygrométrique de l'air, c'est-à-dire sa capacité à transporter de la vapeur d'eau, est donc fonction de sa température (Fig.14). Par conséquent, du fait de sa température particulièrement élevée, l'atmosphère tropicale sera caractérisée par une importante capacité hygrométrique, et donc un potentiel précipitable supérieur aux autres régions du globe (Fig.15). Ainsi, les régions subtropicales sont généralement surmontées de 20 à 50mm de vapeur d'eau, là où les régions polaires n'en comptent que 5 à 10mm (Demangeot, 2005). Les maximums (50mm et plus) se situent dans les régions à effet de serre accentué, au-dessus des mers chaudes d'Extrême-Orient, ainsi que des grands

massifs forestiers, telle que la forêt amazonienne pour la région qui nous intéresse ici plus particulièrement.



Fig.15 - Potentiel précipitable et précipitations réelles (Tabeaud, 2004)

Ensuite, la température de l'air est également étroitement corrélée à l'altitude. Avec l'altitude, une masse d'air se détendra (diminution de la pression du gaz par augmentation de son volume), faisant ainsi diminuer sa densité et sa température. Du fait du principe d'Archimède, une parcelle d'air chaud tendra donc naturellement à s'élever si l'air sus-jacent est plus froid et donc plus dense. Ainsi, le gradient thermique vertical au travers de l'atmosphère va définir la stabilité, ou au contraire l'instabilité de cette dernière. Si les couches de l'atmosphère sont organisées par densité décroissante avec l'altitude, alors l'atmosphère sera dite stable car elle n'entraînera pas de mouvements verticaux. Au contraire, une atmosphère instable se caractérisera par des mouvements verticaux plus ou moins importants. L'ascendance de l'air impliquera alors sa détente, une baisse de sa température et in fine une baisse de sa capacité hygrométrique. La diminution de la température avec l'altitude s'effectue suivant le gradient adiabatique sec (environ -1°C/100m) en dessous du point de saturation, puis suivant le gradient adiabatique saturé (ou pseudo-adiabatique, environ -0.5° C/100m) une fois le seuil de condensation franchi. La baisse de température avec l'altitude est donc plus faible dans une atmosphère saturée, du fait du dégagement de chaleur latente lié à la condensation de la vapeur d'eau.

Au delà du point de saturation, la condensation de la vapeur d'eau s'effectue alors sur des noyaux de condensation, aérosols naturels ou anthropiques. Dans le cas particulier où de telles particules viennent à manquer (atmosphère pure), l'atmosphère peut alors continuer à s'enrichir en vapeur d'eau au delà de sa capacité hygrométrique, aboutissant ainsi à une sursaturation (Godard et Tabeaud, 2004 ; Beltrando, 2007).

Famille et genres de nuages	Régions tropicales	Régions tempérées	Régions polaires
Nuages supérieures : Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus	6 à 18km	5 à 13km	3 à 8km
Nuages moyens : Altocumulus,, Altostratus, Nimbostratus	0,5 à 12km	0,5 à 9km	0,5 à 5km
Nuages inférieurs : <i>Stratocumulus,</i> <i>Stratus</i>	0 à 2km	0 à 2km	0 à 2km
Nuages à développement vertical : <i>Cumulus, Cumulonimbus</i> ,	0,5 à 18km	0,5 à 13km	0,5 à 8km

Fig.16 - Altitudes des nuages pour différents types d'environnements (d'après Queney, 1974)

La qualité des nuages formés va enfin dépendre de l'ensemble de ce processus. Suivant l'altitude (Fig.16), et donc la température, la condensation s'effectue soit sous la forme de cristaux de glaces pour les cirrus au-dessus de 6 à 7000m, soit de gouttelettes d'eau liquide, mêlées ou non à des cristaux, pour les nuages moins élevés (stratus) et les nuages à développement verticaux (Tabeaud, 2004 ; Demangeot, 2005) (Fig.17). La nébulosité, stade intermédiaire mais néanmoins obligatoire entre potentiel précipitable et précipitation, se développe alors par le rassemblement de ces cristaux et de ces gouttelettes.

Ce développement va ensuite être très fortement lié à la stabilité de l'air situé juste au dessus de la couche de convection thermique, dont l'instabilité absolue a pour origine le réchauffement diurne du sol (Queney, 1974, voir plus loin). Dans des conditions stable, il se formera une couche de nuages stratifiées dont la base sera le sommet de la couche de convection. Les nuages se formant alors seront peu pluviogènes (Godard et Tabeaud, 2004) et correspondront à des stratus ou des cirrus, c'est-à-dire des nuages à développement horizontal. Au contraire, dans une atmosphère instable, il se formera alors

des nuages à développement vertical, capable de s'élever d'eux-mêmes jusqu'à une couche absolument stable (Queney, 1974) et responsable des pluies les plus intenses. Ainsi les cumulonimbus se forment par exemple de cette façon. La nébulosité est donc fonction de l'état de l'atmosphère, cependant, les nuages rétroagissent à leur tour sur celui-ci, en limitant la convection d'une part (diminution de l'irradiation en raison du couvert nuageux), et en accentuant l'effet de serre d'autre part (absorption infrarouge par les aérosols).



Fig.17 - Formes et altitudes habituelles des différents genres de nuages (Queney, 1974)

Finalement, il faut évidemment noter que toute nébulosité n'est pas nécessairement synonyme de précipitations. Ainsi un nuage ne donnera de pluie que si les gouttelettes et les cristaux le composant se développent de façon à atteindre un poids suffisant, la masse critique, pour entraîner leur chute. Alors que la taille des noyaux de condensation est de l'ordre de la fraction de micron à la dizaine de microns (Beltrando, 2007), celle des gouttelettes et des cristaux sont d'environ 10 à 25µm, et celle des gouttes de pluie de l'ordre de 500 à 3000µm (Godard et Tabeaud, 2004). A l'intérieur des formations nuageuses, les hydrométéores vont ensuite grossir par collision-coalescence. En raison de la chaleur latente dégagée par la condensation et entretenant ou créant une ascendance, ils vont alors suivre toute une trajectoire au sein du nuage, dont dépendra leur croissance. La coalescence aura d'autant plus de chance de se produire que les turbulences au sein du nuage seront importantes. Enfin, une fois la masse critique

atteinte, celle-ci étant fonction de la vitesse de l'ascendance au sein du nuage (Beltrando, 2007), gouttelettes et cristaux chuteront en direction du sol du fait de la gravité.

• Précipitations et Circulation Atmosphérique

Comme nous l'avons vu, le processus-clé dans la formation des nuages est le franchissement du point de saturation, ou point de rosée. Ce seuil peut en fait être atteint de plusieurs façons : par augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère tout d'abord (humidification liée au passage de l'air au dessus d'une étendue d'eau), ou également par diminution de la température provoquant une hausse de l'humidité relative. Dans le cas d'un refroidissement par détente, le développement de la nébulosité sera donc la résultante des mouvements d'ascendance animant la troposphère, que ceux-ci soient d'origine synoptique (frontal), thermique, orographique, ou une combinaison de ces différents mécanismes (Beltrando, 2007).

Les advections d'air froid correspondent à l'arrivée d'un vent froid dans une masse d'air plus chaud et humide, pouvant entraîner la formation de nuages suivant deux processus. Le premier de ces processus est thermique, dans le cas où la masse d'air tiède se refroidit au contact de l'air plus froid. Cependant, ce cas est « quelque peu théorique » (Demangeot, 2005) et ne peut pas véritablement engendrer d'importantes masses nuageuses (Godard et Tabeaud, 2004) du fait de la différence de densité rendant difficile le mélange entre un air froid et un air plus chaud. Le second processus, dynamique et non plus thermique, correspond à l'ascension forcée d'une masse d'air par l'arrivée d'un air plus froid et donc plus dense. La parcelle d'air ainsi élevée par soulèvement synoptique, dans le cas d'un front, ou par l'instabilité, dans le cas d'une advection en altitude, voit alors sa température diminuer de même que son point de saturation. Ces advections d'air froid correspondent en particulier aux friagens, incursions d'air polaire en Amérique du Sud tropicale, que nous étudierons plus en détails dans la suite de cette étude.

La convection thermique est initiée par l'importante radiation solaire échauffant les surfaces. Ceci provoque une situation d'instabilité absolue (Queney, 1974) et par conséquent l'élévation de l'air, sa détente, et finalement son refroidissement. Il se forme alors une couche de convection thermique précédemment évoquée, pouvant atteindre en fin de journée entre 1 et 2km au latitudes moyennes, et plus de 3km aux basses latitudes. Ainsi la convection thermique peut être à l'origine d'un développement nuageux, mais celui-ci dépendra fortement de la stabilité des couches supérieures. Dans le cas d'une

instabilité conditionnelle importante, et d'une humidité de l'air suffisante, il peut alors se former des cumulus, pouvant entraîner une pluie généralement intense, mais locale et de courte durée.

Les ascensions forcées correspondent à des mouvements ascendants non pas d'origine thermique, mais d'origine mécanique. Une masse d'air humide est alors forcée de prendre de l'altitude, et donc de se refroidir, alors qu'elle rencontre un obstacle. On distingue principalement deux situations; sur le littoral tout d'abord, où le vent est freiné du fait de la rugosité du continent supérieure à celle de l'océan, sur les reliefs ensuite, dans le cas des pluies orographiques arrosant les versants montagneux au vent. Ce dernier cas correspond par exemple à la forte pluviométrie observée sur le versant oriental des Andes dans les latitudes subtropicales, et sur son versant occidental aux latitudes moyennes.

Les mécanismes décrits ci-dessus sont évidemment des mécanismes fondamentaux, et donc forcément généraux, pouvant expliquer le développement de la nébulosité et donc de pluies potentielles. A ce titre, ils peuvent alors être observés en tout point du globe, ainsi qu'à différentes échelles. Cependant, ils peuvent s'exprimer de façon diverses à l'échelle du monde tropical en général, et de l'Amérique du Sud tropicale en particulier.

2 / L'AMERIQUE DU SUD TROPICALE DANS LA CIRCULATION GENERALE

• Alizés, mousson, et zone de convergence intertropicale

De part sa situation dans les latitudes intertropicales, l'Amérique du Sud subit nécessairement l'influence zonale des éléments climatiques caractéristiques des basses latitudes. L'élément fondamental est sans doute ici la persistance d'une bande de centres de hautes pressions subtropicales, principalement d'origine dynamique car due à la branche subsidente de la cellule de Hadley. Les centres de hautes pressions sont alors à l'origine de flux importants, d'est aux latitudes intertropicales, les alizés, d'ouest aux latitudes tempérées, les *westerlies* (Fig.18). Au voisinage de l'équateur, la convergence des alizés de chaque hémisphère provoquent ensuite une forte ascendance marquée par l'importante formation de nuages à développement vertical. Cette zone de convergence intertropicale (ZCIT) subira enfin une oscillation saisonnière, atteignant sa position la plus

septentrionale en Juillet-Août, et sa position la plus méridionale en Janvier-Février. Les océans, du fait du faible contraste thermique entre les deux hémisphères, sont généralement plus favorables à la mise en place d'une ZCIT plus distincte que sur les continents, et limitent pour la même raison son balancement saisonnier.



Fig.18 - Circulation atmosphérique générale en Janvier (en haut) et Juillet (en bas) (Estienne et Godard, dans Beltrando, 2007)

Au dessus de l'Amérique du Sud tropicale, la ZCIT est altérée de façon importante pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la barrière andine réduit considérablement la pénétration les alizés du Pacifique Sud-Est sur le continent (Demangeot, 2005 ; Garreaud et Aceituno, 2007). Ainsi en hiver austral, leur poussée reste modeste face à celle des alizés boréaux. La ZCIT ne remonte alors que très peu dans l'hémisphère nord, s'installant au dessus du Venezuela vers 8°N. De même en été, alors que la ZCIT s'installe à l'Est sur l'embouchure de l'Amazone l'alizé boréal atlantique profite du retrait de l'anticyclone de Saint Héléne pour alors avancer largement vers le cœur du continent. De plus, les basses pressions sur le continent en lien avec la convection profonde (voir plus loin) forcent également les alizés au dessus de l'Atlantique tropical à venir sur le continent (Garreaud et Aceituno, 2007). Ainsi les alizés entraînent un flux chaud et humide depuis l'océan Atlantique vers le bassin amazonien, alimentant alors la convection profonde, puis prennent une direction Sud-Est du fait de la déviation engendrée par les Andes. Ce flux de mousson (Fig.19) explique notamment la distribution des maximas de précipitations, sur les Andes subtropicales (10-20°S) en raison de l'effet orographique, puis sur le sud du bassin amazonien où il rencontre le flux de Sud-Est des alizés austraux ainsi que le flux de Sud associé aux remontées méridiennes d'air polaire pour former la zone de convergence de l'Atlantique sud (ZCAS) aboutissant alors à des pluies importantes sur une large bande d'orientation NO-SE. En hiver, en l'absence de ce flux de mousson, les remontées d'air polaire ont au contraire le champs libre et remontent ainsi jusqu'aux latitudes plus basses (voir plus loin).



Fig.19 - Représentation schématique du système de mousson sudaméricaine.

Données moyennes (1979-1995) pour la période DJF de vents à 925hPA (en m/s) et de totaux de précipitations (en mm). pointillés-tirets, En la ZCIT; en pointillés, la ZCAS.

(Nogues-Paegle et al, 2002)

• L'ENSO, El-Niño Southern Oscillation

Comme nous l'avons aperçu dans la première partie de cette étude, la distribution des précipitations en Amérique du Sud tropicale présente non-seulement une importante variabilité saisonnière, mais également une variabilité interannuelle conséquente. L'un des facteurs fondamentaux de cette variabilité pluriannuelle est très certainement le phénomène connu sous l'acronyme ENSO (El Niño Southern Oscillation) ou parfois ENOA (El Niño Oscillation Australe). Ce phénomène couplé océan-atmosphère (El Niño étant la composante océanique, et l'oscillation australe la composante atmosphérique) correspond à un balancement animant la circulation océano-atmosphérique de l'océan Pacifique tropical de manière cyclique suivant une période de 3 à 7 ans pour le XXe siècle. Alors qu'en période normale, la pression atmosphérique est plus élevée sur l'Est de l'océan que sur l'Ouest, les événements ENSO se traduisent par une diminution de cet écart, voire son inversion dans les cas les plus extrêmes, impliquant alors un affaiblissement des alizés. Il en résulte un reflux des eaux chaudes accumulées dans le Pacifique occidental sous l'action des alizés en direction du Pacifique oriental aux eaux habituellement froides en raison du courant de Humboldt et de l'upwelling côtier. Au contraire, un renforcement du différentiel de pression atmosphérique aboutira à un renforcement des alizés et donc du déplacement des eaux chaudes de surface vers l'Ouest du Pacifique. Une telle situation est appelée La Niña.

Les événements ENSO ont des conséquences non seulement sur le Pacifique oriental tropical, avec par exemple des pluies diluviennes sur le littoral sud-américain, mais ils sont également capable d'avoir des répercussions beaucoup plus largement, en modifiant de façon significatives l'ensemble de la circulation tropicale. En ce qui concernent plus particulièrement le reste de l'Amérique du Sud tropicale, l'oscillation australe se caractérisera par une sécheresse estivale (DJF) sur l'Amazonie orientale et le *Nordeste* brésilien (la faiblesse des alizés boréaux ne permettant pas à la migration habituelle de la ZCIT) (Aceituno, 1988). Ce signal diminue ensuite vers l'Ouest et vers le Sud, pour finalement s'inverser et donner un climat plus chaud et humide sur une large partie sud de l'Amérique du Brésil, l'Uruguay et le Nord-Est argentin (McGregor et Nieuwolt, 1998). Les conséquences de La Niña seront quant à elles l'antithèse d'El Niño, avec une hausse des précipitations estivales sur l'Amazonie, mais un climat plus froid en été sur le Sud du Brésil, et un hiver plus sec sur l'Uruguay et le Nord-Est de l'Argentine.

Enfin nous ne nous attarderons pas ici sur les cyclones tropicaux bien que ceux-ci soient souvent présentés comme des symboles de la climatologie tropicale. On considère en effet généralement que les cyclones tropicaux ne concernent pas l'Amérique du Sud, la formation de tels phénomènes serait en effet empêchée par la relative froideur des eaux côtières. Cependant, "l'événement" Catarina, qui frappa le Brésil en 2004 et dont la définition ne fait toujours pas l'unanimité, réouvrit le débat à ce sujet dans le contexte particulier du changement climatique actuel (McTaggart, 2006; Pezza, 2005).

3 / LE ROLE ESSENTIEL DES MECANISMES AZONAUX DANS LA CLIMATOLOGIE SUD-AMERICAINE

A une échelle plus fine, les dynamiques atmosphériques sont très largement influencées par deux des principales caractéristiques physiques de l'Amérique du Sud : son exceptionnelle végétation ainsi que sa topographie tout aussi originale. Tout d'abord, la masse continentale dans les domaines équatoriale et subtropicale permet une formidable activité convective qui, en étroite relation avec la forêt sempervirente, permet le développement d'une convection profonde. Ensuite, ce continent présente une grande variété de climat du fait de son important allongement latitudinal (d'environ 10°N à 55°S), dont la distribution et la variabilité sont également modifiées par la Cordillère des Andes représentant une véritable barrière pour les flux troposphériques. Cependant, nous verrons que cette chaîne montagneuse n'est pas un simple « mur climatique » (Garreaud et Aceituno, 2007), mais joue un rôle bien plus complexe, notamment en permettant d'importants échanges azonaux entre les latitudes moyennes et les régions tropicales.

• La Convection Profonde

Une convection orageuse

Du fait de l'importante insolation à ces latitudes, la convection thermique est un mécanisme essentiel à la compréhension de la distribution des précipitations dans les régions subtropicales du continent sud-américain. L'air tropical, très fortement chargé en humidité, se caractérise également ici par sa grande instabilité, favorisant le développement de mouvements verticaux potentiellement pluviogènes. La combinaison de fortes températures, d'humidité et d'instabilité de la troposphère va donc résulter en une

profonde et intense activité convective. Cette « convection orageuse » (Queney, 1974) se traduit en terme de nébulosité par la formation de cumulonimbus et la production d'orages quasi-quotidiens leur étant associés. Les courants verticaux au sein de ce type de nuage sont alors très importants (dépassant les 10m/s) et les mouvements associés particulièrement étendus, pouvant atteindre la stratosphère inférieure. L'échelle horizontale de ce type d'événement varie ensuite de 10-20km² à 200-300km² (McGregor et Nieuwolt, 1998). Les pluies convectives, courtes et intenses, se caractériseront par conséquent également par une importante variabilité spatiale

La formation de cumulonimbus nécessite une couche d'instabilité conditionnelle épaisse et suffisamment humide, comme c'est le cas dans les basses latitudes du fait de la température élevée et de la forte humidité apportée par exemple par le flux de mousson. La zone intertropicale se caractérise en effet par la permanence d'une couche d'instabilité conditionnelle épaisse du fait de la température de l'air élevée, et une humidité importante due notamment au flux de mousson. Cette couche de convection profonde, présentant donc une stabilité en adiabatique sèche et une instabilité en adiabatique humide, sera donc responsable de la prépondérance des nuages à développement vertical, au détriment des stratus de faible altitude (McGregor et Nieuwolt, 1998). Par conséquent, la troposphère des basses latitudes est favorable à l'occurrence d'orages particulièrement fréquents. Leur déclenchement, lié bien souvent à des brises thermiques, a généralement lieu en fin d'après-midi, mais aux latitudes intertropicales les orages les plus intenses peuvent survivre une partie de la nuit.

La convection est donc un mécanisme prépondérant de la climatologie sudaméricaine. Aussi elle prévaut par exemple sur la subsidence à l'échelle globale de la cellule de Hadley aux latitudes tropicales (Garreaud et Aceituno, 2007), illustrant là l'importance des mécanismes régionaux dans le climat du continent sud-américain. Une autre illustration remarquable de l'intensité de la convection profonde est certainement le phénomène d'*overshooting*, permettant aux mouvements ascendant de transpercer la tropopause pour continuer gagner les basses couches de la stratosphère.

Cycle saisonnier et cycle diurne

Parce que l'insolation est le carburant fondamental de l'activité convective, celleci va donc être très fortement influencée par son balancement latitudinal saisonnier résultant en une variation des températures de surfaces. La distribution saisonnière des précipitations illustre cette variabilité intra-annuelle, avec les précipitations les plus

importantes sur le Nord du continent lors de l'hiver austral (JJA), et une position des pluies convectives plus au sud en été (DJF) atteignant les plaines subtropicales. Il est d'ailleurs intéressant de remarquer que l'intense réchauffement estival de la région du Chaco, au nord de l'Argentine, provoque la mise en place d'une dépression, le Chaco Low, amplifié par l'effet de foëhn de la Cordillère (Vera et al, 2006), entraînant l'important flux de mousson vers le Sud sous la forme d'un low-level jet, transportant alors une grande quantité d'humidité nécessaire pour que se développent des pluies convectives dans cette région agricole densément peuplée (Garreaud et Aceituno, 2007).

Fig.20 - Fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid (inférieur à 235°K) en fin et début de journée (Garreaud et Aceituno, 2007)



Durant la saison la plus humide, on observe bien souvent un maxima de l'activité convective en fin d'après-midi dû à la déstabilisation de la basse troposphère par le réchauffement de la surface (Garreaud et Aceituno, 2007). "Les pluies tropicales d'aprèsmidi, relatées par les vieux coloniaux, sont de ce type" (Demangeot, 2005). Cependant cette généralisation reste à nuancer du fait de l'influence de plusieurs éléments, dont la topographie en particulier, pouvant aboutir localement à des observations différentes. C'est ainsi le cas par exemple sur le versant oriental des Andes tropicales, où la convection peut être maximale à la fin de la nuit (Fig.20). Une telle situation résulterait en fait de la différence entre le refroidissement radiatif du sol sous ciel clair et celui du sol situé sous un système nuageux à méso-échelle. La subsidence de l'air sur les surfaces environnantes renforceraient alors le développement convectif du système nuageux, et celui-ci subissant l'action d'un refroidissement radiatif à son sommet s'en trouverait alors déstabilisée (McGregor et Nieuwolt, 1998).

Les précipitations convectives suivront donc ces cycles saisonnier et diurne. Ceux-ci apparaissent comme relativement nets dans le domaine tropical du fait de l'origine thermique du forçage. Au contraire, la distribution des précipitations n'est plus aussi évidente dans les latitudes plus élevées, où le forçage est essentiellement dynamique.

L'influence de la végétation

Dès le XVIIIe siècle, Buffon affirmait que les forêts faisaient pleuvoir (Demangeot, 2005). Or, s'il est vrai que les grandes régions forestières correspondent aux zones de fortes pluies, nous pouvons nous demander le sens dans lequel s'opère la causalité. Si la convection profonde permet en effet à la plus grande forêt subtropicale du monde de se maintenir (Garreaud et Aceituno, 2007), la relation entre la forêt et la convection profonde n'est pas à sens unique, et les interactions ces deux éléments sont nombreuses.

Ainsi la végétation est un élément-clé de la variabilité atmosphérique. Son influence tient principalement à l'albedo, affectant la quantité d'énergie disponible en surface, la rugosité, favorisant les turbulences et donc également le transfert de chaleur vers l'atmosphère, et des flux de chaleur latente et sensible. L'ensemble de ces facteurs va alors interagir et modifier ainsi la basse troposphère en termes de température, d'humidité, et donc *in fine* d'énergie potentiellement disponible pour la convection (Beltrando, 2007). Plus particulièrement, le rôle de l'état de surface sur le cycle de l'eau est ensuite essentiel, le couvert forestier permettant un recyclage atmosphérique. De l'importante évapotranspiration physiologique découlent en effet une augmentation de l'humidité ainsi qu'une baisse sensible de la température (jusqu'à 2°C de différence entre l'Amazonie intacte et l'Amazonie déboisée (Demangeot, 2005)) pouvant entraîner la naissance de système nuageux de faible extension du fait de la baisse de la couche d'inversion liée à la baisse de température. Ces foyers d'activités multiples et distincts (Riou, 1989) seront donc à l'origine de pluies forestières, averses fines et intermittentes, s'ajoutant ainsi aux pluies d'origine climatique.

o Les Friagens



Fig.21- Régions régulièrement affectées par des incursions d'air polaire (flèches épaisses) et d'autres flux provoqués par la topographie (flèches fines). Le relief est indiqué par des nuances de gris, de 500m (plus clair) à plus de 5000m (plus foncé). (Garreaud, 2001)

Le terme portugais de friagem (ou friagens au pluriel) désigne les remontées d'air polaire à l'échelle synoptique le long du versant oriental de la Cordillère des Andes, en direction du bassin amazonien. Bien que ce type de phénomène s'observe également le long d'autres chaînes de montagnes d'orientation nord-sud, comme dans le cas des Rocheuses en Amérique du Nord par exemple (Fig.21) il apparaît que son observation est particulièrement claire au dessus du continent sud-américain du fait de l'absence d'autres phénomènes synoptiques et de l'exceptionnelle topographie de la Cordillère des Andes (Garreaud, 2001). Ces incursions d'air polaire, aussi appelé surazos par exemple en Bolivie (Ronchail, 1989), sont notamment connues des agriculteurs sud-américains pour l'intense froid qu'elles apportent, qui, dans les cas les plus extrêmes, gèlent les cultures de soja, de café ou bien de cannes à sucre, essentielles à l'économie de cette région (Marengo et al, 1997a ; Ambrizzi et Pezza, 1999). A ce titre, les événements les plus intenses ont donnés lieu à plusieurs études de cas (Hamilton et Tarifa, 1978; Fortune et Kousky, 1983; Marengo et al, 1997b). Ces friagens prennent la forme d'un dôme d'air froid avançant des latitudes moyennes en direction de l'équateur. Leur périodicité est généralement de une à deux semaines, et elles peuvent durer jusqu'à 3 ou 4 jours. Statistiquement, elles sont leur
premier vecteur de variabilité de température et de circulation à l'échelle synoptique en Amérique du Sud tropicale (Garreaud, 2000).



Conditions de formation



A gauche : Modèle conceptuel de la formation d'un friagem. Les flèches sombres indiquent l'advection d'air froid, les flèches claires l'advection d'air chaud. (Garreaud, 2000)

A droite : Formation et progression du friagem du 28 Mai 1979. Sont indiqués pour chacun des stades de la progression le jour et l'heure. La trajectoire de la perturbation extratropicale est indiquée en pointillés, celle de l'anticyclone en tirets. La pression atmosphérique en hPa pour chaque centre est soulignée. (Fortune et Kousky, 1983)

Observant la propagation d'un champ de haute pression vers le nord-est à travers le continent sud-américain ainsi que l'amplification de la convection sur le bassin amazonien, Kousky (1979) puis Kousky et Ferreira (1981) suggérèrent l'origine extra-tropicale de ces phénomènes. La formation des friagens (Fig.22) s'explique par la migration de centres de hautes pressions du Pacifique vers la pointe sud du continent, qui couplés à des dépressions sur l'Atlantique sud, mettent ainsi en place un flux de sud. Les vents, déviés par la force de Coriolis sur leur gauche, ont cependant alors une énergie cinétique insuffisante pour franchir l'obstacle que représente la Cordillère des Andes. Par conséquent, du fait de cette situation de blocage provoquée par les Andes, le flux adopte un comportement agéostrophique (Garreaud et Wallace, 1998). L'advection d'air froid dans les latitudes inférieures est alors entraîné par l'important gradient de pression à la surface, créant un flux d'air froid responsable de la chute de la température. De plus, l'air froid entraîne à son tour une hausse de la pression et donc renforce le gradient de pression, aboutissant à l'auto-entretien de l'avancée d'air froid (Garreaud, 2001). Cette circulation méridienne va ainsi pouvoir remonter le continent le long du flanc oriental de la Cordillère, profitant du seuil topographique des plaines de *llanos* boliviens entre les Andes et le bouclier brésilien (Planchon, 2008), jusqu'à une latitude de 18°S environ où l'obstacle topographique est certes moins imposant mais où la force de Coriolis est alors trop faible pour dévier les vents (Garreaud, 1999).

Cependant, il semble que ce soit dans la troposphère supérieure que se situe l'explication fondamentale de ce phénomène, distinguant les friagens des perturbations des latitudes moyennes et limitées à celles-ci. La Cordillère des Andes provoque en effet des ondulations du courant jet subtropical (Tabeaud, 2004 ; Garreaud et Aceituno, 2007), des ondes d'altitudes (Fig.23) qui selon leurs courbures seront soit cycloniques soit anticycloniques. Les champs de pression de surface sont ainsi liés à la circulation générale d'altitude, les talwegs créant en surface des dépressions et les dorsales des anticyclones. Il apparaît en fait que c'est la combinaison du train de perturbations aux latitudes moyennes avec l'ondulation du jet subtropical qui aboutit aux situations les plus intenses en terme de gradient de pression, et donc de flux entraînant l'air polaire dans les latitudes plus basses (Fortune et Kousky, 1983, Vera et Vigliarolo, 2000). Ainsi, la migration d'une anomalie de pression positive significative sur le sud du continent serait liée à l'approche d'une dorsale dans la troposhère supérieure (Marengo et al, 1997b; Garreaud et Wallace, 1998, Vera et Vigliarolo, 2000; Pezza et Ambrizzi, 2005). Plus précisément, les conditions favorables au développement de friagens correspondent au passage successifs d'un talweg et d'une dorsale sur le sud du continent, aboutissant à la mise en place combinée d'un anticyclone continental et d'un cyclone au-dessus de l'Atlantique sud au larges des côtes brésiliennes, mettant à leur tour en place le flux méridien. L'intensité de l'advection



pourrait d'ailleurs être d'autant plus importante que le courant chaud du Brésil intensifie la dépression en lui fournissant humidité et chaleur (Vera *et al*, 2002).

Fig.23 - Développement d'une onde d'altitude dans le courant jet subtropical de l'hémisphère sud (d'après Tabeaud, 2004)

Impacts météorologiques et climatiques

Bien que les friagens puissent être observées tout au long de l'année, avec une structure et une évolution sensiblement identique en toutes périodes (Garreaud, 2000), elles ont cependant un impact différencié suivant les saisons. En hiver, les principales caractéristiques de ces phénomènes sont la chute des températures ainsi que le très fort vent de sud dû à l'important gradient de pression engendré par la différence de température entre la masse d'air tropicale et les plus hautes latitudes (Garreaud et Wallace, 1998). Si les conditions hygrométriques s'y prêtent, l'avancée de ces systèmes peut engendrer des précipitations, sur les marges amazoniennes en particulier (Ronchail, 1989 ; Planchon, 2008), mais l'impact en termes de précipitations des friagens hivernaux restent en général modérées car elles ne sont dues qu'au front se formant au contact de l'advection froide avec la masse d'air tropical plus chaud. La composante verticale du système reste donc très limitée et ne peut alors entraîner la formation de nuages très conséquents. L'impact des friagens à cette saison est par conséquent essentiellement thermique, provoquant un intense refroidissement des basses couches de l'atmosphère. Ceci peut alors avoir de lourdes conséquences sur l'activité agricole, mais aussi à un niveau écologique plus large, entraînant par exemple la mort massive de poissons dans les lacs (Droulers, 2004). En revanche, bien que modérées, les précipitations gardent ici un rôle important, représentant l'essentiel des pluies de la saison sèche.

En été au contraire, L'impact sur la convection est bien plus importante et on observe une bande de convection accentuée en avant de la masse d'air froid. La rencontre de ce flux de sud avec le flux de mousson venant du nord aboutit à la formation d'une zone de convergence, la ZCAS, et donc à un mouvement ascendant plus fortement pluviogène. C'est par conséquent pendant la saison estivale que l'impact pluviométrique des friagens sera le plus important. Il apparaît ensuite que celui-ci décroît avec son avancée dans les tropiques, comptant pour 50% des précipitations au sud de 25°S de latitude, et environ 30% sur la partie occidentale du bassin amazonien caractérisée par une prépondérance de la convection profonde (Garreaud et Wallace, 1998).

Ensuite Garreaud (1999) montre également que la bande de convection associée à l'advection évolue au fur et à mesure de sa progression. Dans les latitudes les plus hautes, il apparaît que la nébulosité se développe essentiellement à l'arrière du front froid. Dans une atmosphère stable, les parcelles d'air immédiatement à l'avant du dôme vont en effet s'élever le long du front, aboutissant *in fine* à des pluies au dessus du secteur froid. Il s'agit donc ici d'un système frontal proprement dit. Cependant, lorsque l'incursion d'air froid va pénétrer dans les latitudes tropicales, caractérisées par une troposphère de plus en plus instable, la bande de convection va alors se déplacer en avant du front froid. Les friagens déclenchent alors une intense activité de convection profonde, mécanisme responsable de la majorité des pluies dans cette région. Les impacts en terme de pluviométrie des advections vont donc progressivement se confondre avec ces pluies d'origine locale.

Enfin, si les précipitations associées aux advections d'air froid évoluent au cours de leur progression vers l'équateur, il en est de même pour l'intensité du refroidissement. La diminution de l'impact thermique pourrait en effet être liée au changement d'occupation du sol (Marengo *et al*, 1997a). Au sud de l'Amazonie les dômes d'air froid se caractérisent par un ciel clair typique d'un temps anticyclonique, amplifiant l'inversion thermique, alors qu'un voile nuageux réapparaît au cours de leur progression vers l'équateur, limitant alors l'amplitude thermique diurne. Ainsi le couvert forestier jouerait un rôle régulateur, limitant la chute des températures minimales par rapport aux espaces non-boisés du fait de la plus grande rugosité de ce substrat permettant des échanges de chaleur plus importants. Les friagens diminuent donc en intensité au fur et à mesure de leur avancée au dessus de la forêt. Finalement, il est également intéressant de remarquer que les cultures, dont les températures minimales sont déjà en moyenne inférieures de 0,5 à 2°C à celles de la forêt, souffriront par conséquent davantage encore de ces advections d'air polaire.

L'Amérique du Sud présente donc une combinaison originale de mécanismes pluviogènes aux différentes échelles, globale, régionale et locale. C'est bien ensuite l'articulation de cet ensemble qui sera à l'origine de la variabilité spatiale et temporelle des pluies sur ce continent en engendrant toutes une variété de situations météorologiques différenciées. Dans la suite de cette étude, nous considérerons quelques-unes de ces situations afin d'essayer de déterminer les possibilités d'estimer les précipitations à partir de l'observation de la nébulosité par télédétection.

Si les deux premières parties de cette étude avait pour finalité de nous familiariser avec les particularités de la climatologie de l'Amérique de Sud tropicale, et plus précisément avec les principaux mécanismes responsables de la distribution dans le temps et dans l'espace des pluies sur ce continent, cette seconde partie consiste maintenant bien plus en une approche heuristique du sujet à travers la présentation et l'évaluation d'un nouvel indicateur climatologique de précipitation : le taux de croissance des cellules convectives des nuages. Après une brève présentation de l'utilisation de la télédétection en Climatologie pour l'estimation des précipitations, nous présenterons la méthode utilisée pour calculer ces taux de croissance. Nous mènerons ensuite une étude exploratoire visant à identifier et à caractériser le comportement de cet indicateur à l'échelle de l'évènement tout d'abord, pour une série d'exemples de situations météorologiques particulières.

PARTIE III LE TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES CONVECTIVES, UN NOUVEL INDICATEUR DE PRECIPITATION ?

1 / L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE

o L'estimation des pluies et la révolution satellitaire

Depuis la création des grands réseaux de mesures météorologiques dans la seconde moitié du XIXème siècle, la Climatologie a toujours été obligée de faire face au manque de données qui est longtemps resté le mal endémique de cette discipline. En effet les mesures au sol, seules mesures directes des précipitations, ne concernent qu'une surface de quelques centimètres carrés. Ainsi, malgré la densité grandissante des réseaux de mesures, et un maillage de plus en plus fin de l'espace global, le réseau d'observation au sol conserve nécessairement d'importantes lacunes, ne serait-ce que dans les espaces les plus hostiles à l'homme et les moins accessibles (déserts, forêts denses, zones montagneuses, océans...). Les régions du monde pour lesquelles les données sont insuffisantes restent donc nombreuses. Ensuite, la résolution spatiale et temporelle des réseaux de stations météorologiques est d'autant plus insuffisante pour l'étude du climat que celui-ci, et les pluies plus particulièrement, se caractérise par une importante variabilité spatio-temporelle. Un phénomène tel que les pluies convectives sera alors très difficilement caractérisable par la seule utilisation des mesures au sol. La quantification de la distribution spatiale des précipitations nécessite donc de chercher à estimer les précipitations. Le développement de la télédétection à partir des années 1960 correspond par conséquent sans aucun doute à une véritable révolution pour des disciplines telles que la Météorologie et la Climatologie. En couvrant de vastes espaces avec une très grande fréquence de mesures, les satellites ont permis tout d'abord de palier au manque de mesures directes au sol, mais également une observation beaucoup plus précise et complète à l'échelle de l'événement, événement dont la durée de vie peut-être très courte. Aussi les satellites permettent-ils de s'affranchir de la nécessaire agrégation journalières des mesures effectuées par les stations météorologiques, pour les postes pluviométriques les plus simples en tout cas, pour travailler ainsi à l'échelle de l'instantané ou quasiment. On distingue alors deux types d'estimations des précipitations par satellite (Arkin et Meisner, 1987) : les estimations directes, basées sur la mesure des caractéristiques physiques des hydrométéores telles que leurs tailles, et les méthodes dites

indirectes basées sur la mesure d'un produit du processus de précipitations tel que les nuages par exemple.

• Une méthode indirecte d'estimation des pluies : le GOES Precipitation Index

Le développement de l'emploi de la télédétection spatiale pour l'estimation des précipitations a vu la construction d'une variété d'indicateurs basés sur différentes méthodes, combinant ou non les données satellites aux données sol. Parmi ces indicateurs, le GOES Precipitation Index (GPI) (parfois également appelé Global Precipitation Index) est l'un des produits les plus simples car il ne couple pas les deux types de données. Les fondements de cet indicateur furent présentés par Arkin (1979) et reposent sur l'établissement empirique d'une corrélation entre la fréquence d'occurrence de nuages à haute altitude et les précipitations mesurées par radar dans les basses latitudes. L'altitude des nuages est ici donnée par la température de brillance de la surface du nuage dérivée de la réflectance enregistrée dans le canal infrarouge thermique d'un satellite géostationnaire, c'est-à-dire pour une longueur d'onde de 10,8µm dans le cas de GOES. La fréquence d'occurrence de la nébulosité est comparée à une estimation de précipitation par radar pour différentes altitudes de nuages, tout en prenant également en compte différents décalages temporels entre la mesure radar et la mesure infrarouge. On en déduit une corrélation linéaire entre les précipitations estimées par satellite et la fréquence d'occurrence, présentant un taux de corrélation maximal pour les nuages d'altitude supérieure à 10km, correspondant alors à un seuil à 235°K (Fig.24), et un décalage temporel nul.



Fig.24 - Coefficient de corrélation entre l'accumulation de pluies et le taux de couverture nuageuse pour différentes altitudes de seuillage. Chaque phase correspond à une période d'observation différente au dessus d'une même région de l'Océan Atlantique tropicale. (Arkin, 1979)

Arkin et Meisner (1987) en déduiront ensuite le calcul du GPI permettant l'estimation des pluies tropicales à une résolution spatiale de 2,5° tel que :

$$GPI = 3.F_c.t$$

Où le GPI est exprimé en millimètres, F_c est la fréquence d'occurrence au dessus d'une région de nuages de température inférieure à 235°K, variant de 0 à 1, et t est le temps sur lequel la fréquence d'occurrence des nuages d'altitude a été calculée. La constante égale à 3, exprimée en mm.h⁻¹, correspond à la pente de la régression linéaire entre la fréquence d'occurrence de la couverture nuageuse et les pluies estimées par radar.



Arkin et Meisner proposent également une reconstruction de la distribution saisonnière des précipitations en Amérique du Sud, temporellement tout d'abord (Fig.25) en calculant l'évolution des moyennes mensuelles de GPI sur une période de 3 ans (1982-1984), spatialement ensuite (Fig.26) en calculant pour chacune des saisons de cette période la moyenne saisonnière du GPI. Le cycle annuel apparaît ici être correctement reconstitué en terme de distribution spatiale et temporelle, mais on note tout de même que le GPI tend à surestimer les précipitations les plus importantes (à moins que ceux-ci soient sous-estimés par le réseau au sol ne pouvant rendre complètement compte de la forte variabilité spatiale des pluies convectives), et à sous-estimer les précipitations de saison sèche (la méthode de calcul ne prenant en compte que les nuages d'altitude, liés en particulier au phénomène de convection profonde).



Fig.26 – Variations saisonnières du GPI pour l'Amérique du Sud tropicale sur la période 1982 - 1984. Dans l'ordre : DJF, MAM, JJA, SON. (Arkin et Meisner, 1987)

Cette méthode indirecte d'estimation des précipitations pour les latitudes tropicales présentent ainsi le double avantage technique d'être relativement simple à produire, ainsi que de reposer sur l'exploitation de données dans l'infrarouge thermique pour lesquelles les satellites, géostationnaires ou à défilement, fournissent une quantité importante de données, couvrant de vastes espaces avec une forte fréquence. Cependant, le GPI rencontre tout de même des limites importantes du fait que la méthode de calcul demeure éloignée des processus physiques de formation des pluies. Ainsi, du fait de l'absence de lien physique entre ce que l'on observe et ce que l'on veut mesurer, la relation ne peut-être établie qu'à partir de relations statistiques, celle-ci n'étant pas sans poser un certains nombre de difficultés (Guillot, 1995) :

- la nécessité d'un échantillonnage important pour établir la relation statistique élimine la possibilité d'utilisation de cette méthode pour des régions à caractère aride, et oblige à une longue période d'observation pour les autres régions.
- la variabilité spatiale du sommet des nuages étant plus faible que celle des précipitations, et la taille d'observation étant beaucoup plus importante pour le satellite (16km² pour le canal infrarouge de GOES) que pour les pluviomètres (quelques décimètres carrés), un problème significatif de calage existe donc entre les deux types d'observations.
- le potentiel pluviogène des nuages dépend également des caractéristiques physiques de l'atmosphère (température, humidité), or celles-ci n'ont pas forcément de conséquences directes sur le sommet des nuages observés.
- l'observation de la surface des nuages ne permet pas la distinction des différents types de nuages, or ceux-ci présente une forte variabilité en terme de potentiel pluviogène. De plus, à une échelle plus fine encore, il n'est pas possible par exemple de distinguer les parties stratiformes, non ou peu pluviogènes, au sein d'un amas. Ceci entraîne donc nécessairement une surestimation des précipitations.

• Une méthode directe d'estimation des pluies : le radar météorologique

Au contraire des informations données par les canaux infrarouges des satellites géostationnaires, l'emploi de radars météorologiques pour l'estimation des précipitations apporte une information concernant directement les hydrométéores. Les radars (ou *Radio Detection And Ranging*) permettent la détection à distance d'objets en fonction des caractéristiques de la rétrodiffusion du rayonnement radio, ce dernier étant de 5 à 10 centimètres de longueurs d'onde pour les radars au sol actuellement utilisés. Les hydrométéores localisés dans le volume de résolution du capteur sont alors irradiés, et diffusent l'onde électromagnétiques dans toutes les directions, et en particulier vers le radar (phénomène de rétrodiffusion). La réflectivité de l'élément sondé sera alors proportionnelle à la 6^e puissance de leur diamètre. De plus, étant en mouvement par

rapport au radar, il se produit une différence de phase entre deux impulsions revenant d'un même hydrométéore, proportionnel à sa vitesse radiale. L'analyse des vitesses radiales (aussi appelées vitesse Doppler) ainsi mesurées permet de distinguer les objets météorologiques des échos fixes. Ceci permet donc d'obtenir des estimations de précipitations, quant à leur localisation (jusqu'à 200km) et leur intensité (entre 80 et 120km environ), malgré différentes difficultés telles que la modification de la relation entre réflectivité et précipitation selon la taille des hydrométéores et l'atténuation du signal (Arkin et Meisner, 1987).

Ensuite si les radars au sol ne permettent que la couverture d'un espace très limité, l'utilisation de capteur radar par la télédétection spatiale permet une meilleure couverture, et offre donc plus de possibilités. Cependant les méthodes utilisant les microondes actives de radar satellite se résument aujourd'hui à l'utilisation des mesures effectuées par le *Precipitation Radar* du satellite TRMM. Si ses utilisations sont encore limités par la faiblesse de l'échantillonnage, le radar satellite présente néanmoins les avantages de pouvoir restituer des profils verticaux, contrairement à l'infrarouge thermique qui ne peut donner que des informations de surface, et fournit un outil intéressant pour l'étalonnage d'autres méthodes satellites d'estimation des pluies.

Signalons également les méthodes utilisant les micro-ondes passives. Celles-ci sont basées sur les caractéristiques des interactions entre le rayonnement solaire, les gouttes d'eau et le sol. Si elles souffrent comme les micro-ondes actives d'un faible échantillonnage dû à de faibles résolutions temporelles et spatiales, ces méthodes permettent en revanche une meilleure localisation des zones de pluies convectives.

Aujourd'hui, les produits principalement utilisés pour l'estimation des pluies sont en réalité des méthodes combinatoires cherchant à tirer profit des avantages de chacune des techniques. Ainsi on cherche à associer la bonne résolution spatio-temporelle des données infrarouges des satellites géostationnaires aux informations directement liées aux hydrométéores fournies par les méthodes micro-ondes. Le produit GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*) par exemple associe ces méthodes aux mesures des stations météorologiques au sol, nous rappelant ainsi qu'en télédétection, la réalitéterrain (ou *Ground Truth*) reste un élément essentiel.

Cependant, peu d'études ont porté sur d'autres paramètres de la dynamique des nuages. Or, nous avons vu précédemment que les précipitations intenses étaient

étroitement associées à des cellules convectives en phase de développement. Aussi la croissance des cellules convectives peut-elle représenter une information dont la prise en compte pourrait être intéressante dans les méthodes d'estimation des précipitations.

2 / METHODE DE CALCUL DU TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES CONVECTIVES DES NUAGES

Dans cette étude, nous nous proposons d'évaluer une nouvelle méthode d'estimation des taux de croissance des cellules convectives. Celle-ci fut présentée par Bergès, Chopin et Desbois (Bergès *et al*, 2005) dans le cadre du programme AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*), programme international de recherche visant à l'étude de la mousson en Afrique de l'Ouest. Dans un premier temps, nous présenterons la méthode utilisée pour calculer les taux de croissance. Ensuite, nous considérerons différents exemples de situations météorologiques en Amérique du Sud tropicale afin d'identifier qualitativement tout d'abord le comportement et la cohérence de cet indicateur.

Une méthode simple d'estimations des taux de croissance consisterait à calculer la différence de deux images successives de température. La température des sommets des nuages étant fonction de leur altitude, un refroidissement observé sur une image satellite correspondrait alors en effet à un développement vertical du nuage, potentiellement pluviogène. Cependant, une telle méthode basée sur une comparaison de pixel à pixel ne permet pas la différenciation entre un refroidissement et un déplacement. Il est donc nécessaire pour dépasser cette simple quantification du refroidissement à l'échelle du pixel de s'intéresser à l'évolution de la structure spatiale des cellules convectives. Par conséquent, il convient tout d'abord d'identifier convenablement les cellules convectives ; un système convectif à méso-échelle ne sera en effet pas homogène, mais comportera des noyaux en phase croissante et d'autres en phase décroissante.

La donnée d'entrée de la méthode proposée est un indicateur continu de probabilité de précipitation variant de 0 à 1. Celui-ci peut par exemple être une transformation linéaire de la température extraite du canal infrarouge du satellite géostationnaire. On utilise ici une fonction de ce type entre 0°C (probabilité de précipitation nulle) et -80°C (probabilité de précipitation de 100%). Les probabilités inférieures à 5%, peu significatives

en termes de nébulosité pluviogène, sont de plus mises à 0, permettant également ainsi d'améliorer les temps de calcul. Dans la suite de ce texte nous désignerons cette fonction linéaire initiale comme une probabilité de précipitation.

On applique ensuite à cette fonction de probabilité de précipitation un algorithme de Ligne de Partage des Eaux (LPE) (Beucher, 1990) afin de distinguer les différentes cellules composant le système convectif (Fig.27). La LPE est un algorithme de segmentation d'image utilisé en morphologie mathématique. Elle utilise en fait la description d'image en termes tridimensionnels, assimilant l'image à un relief en faisant correspondre une altitude au niveau de gris de chaque pixel. Il est alors possible d'identifier une ligne de crête décomposant l'image en différents bassins versants. L'image de base étant ici extraite d'un canal infrarouge thermique, les bassins ici délimités correspondent donc en fait aux cellules convectives des nuages : les pixels de probabilité de précipitation minimale (forte réflectance dans l'infrarouge thermique) forment ainsi les crêtes, et ceux de probabilités maximales (faible réflectance dans l'infrarouge thermique) les talwegs.



Fig.27 - De la LPE à l'identification des cellules au sein d'un système convectif. A gauche : application classique de la LPE à un relief pour la délimitation de bassins versants. A droite : application de la LPE à une fonction de probabilité de précipitation pour la délimitation de cellules convectives.

Cependant, l'application brute de l'algorithme de Ligne de Partage des Eaux peut aboutir à une sur-segmentation. Chaque minimum de probabilité de précipitation générant sa propre cellule, les variations non-significatives de teinte de gris, liées à la texture de l'image ou au bruit du système d'observation, créeront alors un grand nombre de minima. Pour pallier à cette sur-segmentation, on procède donc à une approche par filtrage. Ainsi l'utilisation préalable d'un filtre médian sur la fonction de probabilité de précipitation permet de la lisser, supprimant ainsi les minimas non-significatifs (Fig.28). On évite par conséquent la délimitation de cellules de taille trop réduite, correspondant en réalité à la variabilité interne d'une cellule plus importante.



Fig.28 - Utilisation d'un filtre médian pour limiter la sur-segmentation due à la variabilité interne des cellules convectives.

La figure 29 présente un exemple de système convectif sahélien pour lequel la procédure décrite ci-dessus a été suivie. L'image raster correspond ici à la fonction de probabilité de précipitation à laquelle est surimposée la LPE. Il est intéressant de remarquer que dans ce système se déplaçant vers le Sud-Ouest, les cellules les plus actives se concentrent en avant du système, alors que la traîne stratiforme se caractérise par un gradient régulièrement décroissant de probabilité de précipitation.

Fig.29 - Exemple de délimitation de cellules convectives au sein d'un système convectif sahélien à partir de la probabilité de précipitation (en pourcentage) (Bergès et al, 2005)



Dans un second temps, on utilise un algorithme d'héritage original afin de faire correspondre à chaque cellule d'une image une cellule de l'image suivante, et ainsi pouvoir calculer le taux de croissance de la cellule en question entre deux images successives (Fig.30). Si les méthodes de suivi utilisées en restitution des flux se basent sur les surfaces d'intersection pour faire identifier un même amas sur des images successives et de là déduire son déplacement, ce simple processus d'héritage fonctionne sur des objets

nettement disjoints mais ne pourrait pas être appliqué à une partition générée par une méthode de LPE. En effet, pour ces partitions, les séparations ou regroupement d'amas doivent être pris en compte. Ceci a donc motivé l'élaboration de l'algorithme d'héritage utilisé ici, opérant en pondérant selon les surfaces d'intersection. Les détails des calculs de cette algorithme d'héritage original sont présentés par Bergès et al.(2005).



Fig.30 - Calcul du taux de croissance des cellules convectives entre deux images successives. En haut à gauche : segmentation de la probabilité de précipitation (en pourcentage) à une date T. En haut à droite : Traitements identiques à la date T+1. En bas : Taux de croissance des cellules convectives entre les dates T et T+1. (Bergès et al, 2005)

L'algorithme d'héritage étant basé sur les surfaces d'intersection, les principales limites de cette procédure seront liées au déplacement des systèmes convectifs et à la sensibilité de la procédure de segmentation. Ainsi, pour le suivi des différentes cellules tout d'abord, la vitesse de déplacement ne doit pas être trop importante par rapport à leur taille. De fait, le lissage préalable de la fonction de probabilité de précipitation par un filtre médian est là aussi important, afin de supprimer les cellules de trop petites tailles. Bergès et al. (2005) suggère pour cela l'utilisation d'un filtre de taille comparable à l'amplitude du déplacement du système entre les 2 images.

Afin d'identifier de façon plus poussée les caractéristiques mais aussi les limites de cette méthode utilisant les taux de croissance, nous nous proposons maintenant de considérer différentes situations météorologiques caractéristiques du climat en Amérique du Sud tropicale. Pour chacune d'entre elles, nous observerons d'abord qualitativement le comportement et les caractéristiques des taux de croissance des cellules convectives.

3 / TAUX DE CROISSANCE ET EVENEMENTS METEOROLOGIQUES : UNE PREMIERE APPROCHE QUALITATIVE

• Choix des situations météorologiques

Afin de choisir des situations différenciées et représentatives des différents modes de fonctionnement de la climatologie sud-américaine tropicale, nous choisissons de sélectionner des séquences présentant différentes distributions spatiales et temporelles de précipitations. Pour cela, nous calculons tout d'abord deux indices de précipitations correspondant pour chaque journée à la moyenne des précipitations mesurées au sol par les stations de chaque réseau. Ainsi, nous obtenons un indice « bolivien » pour le sud de la zone d'étude, et un indice « brésilien » pour le nord de la zone. La figure 31 représente l'évolution de chacun de ces indices entre Août 2005 et Juillet 2006. On relève en particulier la bonne restitution du cycle annuel en Bolivie, avec la nette opposition entre un hiver sec, et un été humide. Nous pouvons identifier à partir de celui-ci plusieurs séquences particulières :

- du 31 Août au 3 Septembre, on observe un épisode ponctuel de précipitation en Bolivie (7.5mm en moyenne le 31 Août), alors en saison sèche, immédiatement suivi d'un épisode similaire dans le Nord-Ouest brésilien (10.7mm le 2 Septembre).
- du 23 au 26 Novembre, alors que les 2 secteurs sont en saison pluvieuses, l'indice bolivien connaît un pic très net, et atteint sa valeur la plus importante de l'année le 24 Novembre (29.0mm en moyenne). Comme

dans le cas précédent, ce pic est suivi d'un pic dans le Nord-Ouest brésilien (14.2mm le 26 Novembre).

- du 3 au 6 Février, alors que les 2 secteurs sont en saison pluvieuses, on enregistre pendant une semaine une série de pluies nettement plus importante dans le Nord-Ouest brésilien (dépassant plusieurs fois les 15mm) qu'en Bolivie (moins de 5mm).
- du 3 au 6 Mai, l'indice dans le Nord-Ouest brésilien atteint sa valeur la plus importante de l'année (31.8mm le 4 Mai) au cœur de la saison pluvieuse. En Bolivie, alors en saison sèche, aucune pluie significative n'est enregistrée.

Enfin il aurait été intéressant de traiter un cas de fortes pluies simultanées en Bolivie et dans le Nord-Ouest brésilien, comme on l'observe en particulier pour le mois de Janvier, malheureusement des lacunes au sein de notre série de données GOES ne nous le permet pas. Le choix est donc également limité par la disponibilité des données.



Fig.31 - Evolution comparée des indices de précipitations brésilien et bolivien entre Août 2005 et Juillet 2006

• Construction des séries d'images

Pour chacune de ces situations, nous dressons une série d'images fournissant différentes informations nécessaires à l'interprétation de la distribution des précipitations. La zone considérée est comprise entre +10° et -50° de latitude et -30° et -80° de longitude. Cette fenêtre inclut le continent sud-américain et les océans proches, sièges des principaux événements synoptiques pouvant organiser la convection en Amazonie. Pour chaque journée, nous présentons tout d'abord les images fournies par le canal infrarouge thermique de GOES en début et en fin de journée. Sur ces images sont également ajoutées les contours du continent sud-américain, ainsi que les pluies quotidiennes enregistrées par chacune des stations des deux réseaux.

Aux données dans l'infrarouge thermique se juxtaposent les taux de croissance correspondant calculés selon la méthode décrite précédemment. Les taux de croissance les plus important y apparaissent en rouge, alors que la décroissance des cellules convectives est indiquées par la couleur bleu. La stabilité d'une cellule convective est donnée par un taux égal à 1000. On fait également figurer sur ces images le contour du continent ainsi que les précipitations quotidiennes mesurées au sol.

Enfin, pour chaque journée, nous présentons certaines réanalyses du *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) et du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) fournies par le site internet du *Earth System Research Laboratory* (ESRL) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) et décrites en détails par Kalnay *et al.* (1996). Ces réanalyses NCEP/NCAR sont en fait les résultats d'un modèle à une résolution de 2.5°x2.5°, validés *a posteriori* par des observations conventionnelles. Les compositions journalières présentées ici concernent les anomalies de vent à 850hPa, ainsi que les anomalies de températures à la surface (cas de Septembre, Novembre et Mai) ou de pression à 850hPa (cas de Février).

o Présentation des différentes situation d'étude

Situation du 31 Août au 3 Septembre 2005

La première situation (Fig.32) se caractérise par l'incursion d'une très nette anomalie de température négative jusqu'à environ 10° sud de latitude (Fig.33). Ce cas

correspond vraisemblablement aux phénomènes de friagem décrit dans la partie précédente, ce qui est également confirmé par une organisation de la nébulosité en large bande d'orientation NO-SE, ainsi qu'une dépression se creusant au large du Sud-Est du Brésil. Sur les images correspondant à la réflectance dans l'infrarouge thermique, nous pouvons justement observer la remontée progressive d'une bande de forte convection du sud vers l'équateur, témoignant de l'avancée d'un front froid suivi d'une zone d'air froid subsident, corrélée avec les mesures de précipitations au sol. Ainsi les forts totaux quotidiens de pluie sont d'abord relevés au sud de la Bolivie (60mm le 31/08 à Concepcion), puis dans le nord du pays (23mm le 01/09 à Guayaramerin), puis dans le Nord-Ouest brésilien (31mm le 02/09 à Barreirinha). Plus précisément, les nuages aux sommets les plus froids, apparaissant en plus sombre et traduisant un développement vertical plus important, apparaissent en avant du système, suivi de nuages au développement moins important. Si l'on considère les anomalies de circulation atmosphérique, cette zone de convection maximale correspond en fait à la zone de convergence entre l'anomalie de Sud, liée au friagem remontant vers l'équateur, et un flux de Nord-Ouest résiduel associé à la présence les jours précédents d'une dépression issue de l'ondulation aux latitudes moyennes, dans le centre du continent. Le ciel clair ou peu nuageux de la masse d'air froid en arrière de ce front, semblable aux situations décrites dans la littérature, valide également la thèse du friagem. Enfin la dislocation de la large bande nuageuse d'orientation NO-SE avec la cyclogénèse dans l'Atlantique Sud est remarquable.

En terme de taux de croissance, nous pouvons tout d'abord remarquer l'apparente correspondance entre les données dans l'infrarouge thermique et les taux calculés. Aussi, on retrouve sur ces images l'organisation en bande caractéristique, à l'avant de laquelle se trouvent les taux de croissance positifs les plus importants. En arrière du système, la traîne présente des taux de croissance majoritairement négatifs, tout particulièrement lorsque l'extension du système est maximale (1 et 2 Septembre). De même, on retrouve cette opposition entre taux de croissance positifs en avant, et taux négatifs en arrière dans le cas de la perturbation extratropicale localisée au large du Sud-Est brésilien.



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.32 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 8 Août 2005 au 3 Septembre 2005. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.32 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 8 Août 2005 au 3 Septembre 2005. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives

08 / 31 09 / 01 09 / 02 09/03 NDAL/ESFL Physical Sciences Divisi ND44/ESFL Physical Sciences Divisi Physical Sciences Di Anomalie de température de 155 surface (en Celsius 205 par rapport à la 255 période 1968-1996) -10 NDAA/ESRL Physical Sciences Division IDAA/ESRL Physical Sciences Divisi NDAA/ESRL Physical Sciences Divisio 7 LAD NDAA/ESRL Physical Sciences Division 150 Sta 24 Anomalie de circulation à 850hPa (en m/s par rapport à la période 1968-1996) Ĥ Ĥ IJ 554 504 450 400 350 554 504 450 400 350 8500 8000 5500 5000 4500 4500 ASH BOH SSN SON 4500 4000 35 NDAA/ESRL Physical Solences Division NDAA/ESRL Physical Sciences Division NGAA/ESRL Physical Sciences Division NDAA/ESRL Physical Sciences Division 1510 1510 105 155 1470 205 25S 30S

Géopotentiel à 850hPa (en m)

430 7500 7600 6500 6600 5500 5600 4500 4600 3500 500 450 400 350 300 800 556 500 450 400 350 30

1550

1470

1430

Fig.33 - Réanalyses NCEP/NCAR du 31 Août 2005 au 3 Septembre 2005

Un autre point intéressant est certainement l'apparente manifestation d'un cycle diurne au dessus des Andes. On relève ainsi un taux de croissance sensiblement positif et relativement uniforme au dessus de la chaîne montagneuse sur chacune des images en début de journée (l'image montre la situation à 6h30), pour cette situation mais aussi pour la plupart des autres situations. Cependant, plusieurs points peuvent nous amener à nous interroger sur la véritable nature de ces cellules convectives. L'étonnante homogénéité des taux, combinée aux contours reprenant précisément ceux du relief pourrait nous faire penser qu'il s'agit en fait d'une évolution de la température de la surface du sol. On note de plus que ce cycle semble être plus important en termes de superficie en hiver. Aussi cet artefact possible pourrait résulter de la fonction de probabilité de précipitation utilisée comme *input* de l'algorithme de LPE pour la discrimination des cellules convectives. Des sols suffisamment froids (situés en altitude, les matins d'hiver) pourraient alors être en effet assimilés à des nuages lors du traitement des données infrarouges thermiques.

Situation du 23 au 26 Novembre 2005

Tout comme la situation précédente, l'événement de la fin Novembre (Fig.34) présente l'incursion d'une importante masse d'air froid (Fig.35) dans les latitudes tropicales. L'anomalie se fait cette fois sentir jusqu'à près de 5° sud de latitude. Cependant, cette seconde situation se différencie de la précédente par un certain nombre de points. Tout d'abord, si l'on observe encore une fois la progression d'une bande de forte convection vers l'équateur, touchant la Bolivie le 24 Novembre en y provoquant les pluies les plus intenses de l'année (30mm de précipitations moyennes sur les stations boliviennes) puis le Brésil 2 jours plus tard (58mm le 26/11 à São Felipe), l'atmosphère des latitudes tropicales présentaient avant l'arrivée du système une instabilité significative. En saison humide, les latitudes tropicales présentent un très net flux avec un fort vent de Nord, déviant vers le Sud-Est en suivant parallèlement la direction des Andes entre 15° et 20° sud environ. La présence de ce flux de mousson a de multiples conséquences parmi lesquelles une convection marquée sur le versant d'orientation Nord-Est des Andes entre 10° et 15° sud (le matin du 24 Novembre par exemple), ainsi qu'une extension particulièrement importante de la ZCAS. Encore une fois, la distribution des pluies les plus importantes semblent être liée aux régions où s'opèrent une convergence entre les différents flux. Ainsi, le 23 Novembre, le flux de Sud lié au friagem se met en place au dessus de l'Argentine et du Sud bolivien, impliquant une importante convergence avec le flux de mousson d'orientation NO-SE au dessus de l'ensemble de la Bolivie qui atteint alors son record annuel de précipitation pour l'année d'étude. Le 25 Novembre, le système d'origine extratropicale poursuit sa remontée en direction de l'équateur, alors que le flux



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.34 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 23 Novembre2005 au26 Novembre 2005. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives.



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.34 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 23 Novembre 2005 au 26 Novembre2005. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives

11/23

SEN STAN SENI SAN JEN JAN TEN

-10

1510

1390

1350

ASH ADH SSN SON ASH ADH 35H

Anomalie de température de surface (en Celsius par rapport à la période 1968-1996)

Anomalie de



Géopotentiel à 850hPa (en m)

Fig.35 - Réanalyses NCEP/NCAR du 23 Novembre 2005 au 26 Novembre 2005

8500 8000 5500 5000 4500 4000 3500

71311 8510 8000 5534 5041 4500 4000

de mousson connaît une anomalie quasi-zonale dirigée vers l'Est dans tout le sud du bassin amazonien, aboutissant à une remontée de la ZCAS au dessus du centre du Brésil. Le dernier jour, le flux extratropical prend une orientation SE-NO, aboutissant à une forte convergence dans le Nord-Ouest brésilien. La genèse de ce friagem est particulièrement visible sur les cartes de géopotentiel à 850hPa. Ainsi l'onde aux moyennes latitudes va tout d'abord renforcer le flux de Nord-Ouest sur le centre du continent du fait du passage d'une dépression, avant que celle-ci initialise l'advection d'air polaire, aboutissant ainsi à une convergence des basses couches. Sous les conditions anticycloniques, l'advection se poursuit ensuite, repoussant vers le Nord-Est la zone de convergence dont témoigne la bande nuageuse recomposant la ZCAS le 24 Novembre en fin de journée.

Du point de vue des taux de croissance, si ce cas semble plus confus que le précédent du fait de l'instabilité plus grande de l'atmosphère en cette saison, il confirme cependant les observations faites pour le cas du friagem en saison sèche. Ainsi la ZCAS est bien représentée et semble présenter des taux de croissance plus importants sur les images de fin de journée, moment du cycle diurne où la convection thermique est supposée être la plus importante. Ensuite, on retrouve également les taux de croissance les plus important en avant du système frontal du friagem, correspondant aux régions de forte convergence. En arrière du système, des taux moins importants et même négatifs laissent enfin la place à un air froid et subsident, marqué par une faible nébulosité. Finalement, on retrouve là encore la manifestation d'un cycle diurne sur les Andes ; bien que partiellement masquée par une convection plus forte, la Cordillère présente sur les images de début de journée (les 23 et 24 Novembre en particulier) un étonnant taux de croissance uniforme, dessinant un tracé précis et régulier du relief d'une journée à l'autre.

Situation du 3 au 6 Février 2006

Cette troisième situation (Fig.36) correspond à une longue séquence de pluies plus importantes dans le Nord-Ouest brésilien qu'en Bolivie. Les réanalyses NCEP/NCAR concernant les anomalies de pression (ici à 850hPA) (Fig.37) nous expliquent cette situation par la remontée vers l'équateur d'un champ dépressionnaire. Il ne s'agit pas ici de friagem, l'anomalie de température étant positive. Ainsi le train de dépressions des latitudes tempérées semble être affecté d'une façon similaire aux hautes pressions dans le cas des friagens, en profitant d'un effet de blocage provoqué par la Cordillère des Andes. La dépression est donc déviée après son passage de la chaîne montagneuse et s'étend alors



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.36 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Février 2006 au 6 Février 2006. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.36 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Février 2006 au 6 Février 2006. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives





Ū

1550

1510

1470

1430

Anomalie de circulation à 850hPa (en m/s par rapport à la période 1968-1996)



Fig.37 - Réanalyses NCEP/NCAR du 3 Février 2006 au 6 Février 2006

800 556 500 450 400 350 30

vers le Nord-Est. Les anomalies négatives de pressions remontent de cette façon jusqu'à près de 5° sud de latitude. Dans l'infrarouge thermique, la nébulosité semble caractérisée par une absence d'organisation nette. Ainsi, la ZCAS n'est pas formée, et la convection présente une importante variabilité spatiale sur l'ensemble du bassin amazonien. Cette apparente inorganisation est corroborée par les anomalies de circulation témoignant de l'inconstance des flux sur cette période. Sur l'ensemble de la séguence, une anomalie de Nord-Est apporte un air chaud et humide depuis l'Océan Atlantique tropical vers le Nord de l'Amazonie. Ce flux, conjugué à une forte anomalie d'Ouest sur le Nord-Ouest du continent, aboutit à une accumulation d'air et d'humidité sur le Nord-Ouest brésilien. Le 3 Février, cette convergence est renforcée par une forte anomalie négative touchant le flux de mousson en raison d'une forte anomalie du géopotentiel sur l'Amérique centrale tendant à faire converger les flux vers le Nord. Les Andes connaissent également une convection marquée du fait de l'anomalie de NE-E sur l'ensemble du bassin amazonien. Le 5 Février, une circulation méridienne depuis le cœur du Brésil vers l'Argentine se met en place, apportant un peu plus de pluie sur le sud de la région en raison de la convergence avec le flux de Sud sur le flanc Ouest du centre de basse pression. On observe alors sur le Nord-Est de l'Argentine un amas convectif particulièrement marqué sur l'image infrarouge.

Dans cette situation moins organisée que les précédentes, les taux de croissance positifs et négatifs reflètent également l'importante variabilité spatiale de la convection au dessus du bassin amazonien. Cependant on peut relever l'impact du cycle diurne sur cette convection, avec des taux généralement plus importants en fin (19h) qu'en début de journée (6h30). En revanche, si la représentation de l'effet orographique sur les Andes par les taux de croissance semble cohérente, on note que le contexte saisonnier (ici le cœur de l'été austral) semble affecter le cycle diurne précédemment observé en début de journée sur la chaîne montagneuse. Les taux uniformes témoignant de celui-ci n'apparaissent quasiment pas ici aux heures choisies pour l'étude de cas.

Situation du 3 au 6 Mai 2006

Cette quatrième et dernière situation (Fig. 38) correspond aux pluies quotidiennes maximales enregistrées par le réseau au sol dans le Nord-Ouest brésilien (31 mm de moyenne le 4 Mai), alors qu'aucune pluie significative n'a été enregistrée sur cette période par le réseau bolivien (seulement 1,5mm par la station de El Alto sur l'Altiplano le 4 Mai). Alors que les réanalyses NCEP/NCAR indiquent une forte anomalie négative de température dans les latitudes tropicales (jusqu'à plus de 5° sud) (Fig. 39) accompagnée d'une anomalie



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.38 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Mai 2006 au 6 Mai 2006. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives



Total pluviométrique quotidien (mm)



Fig.38 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Mai 2006 au 6 Mai 2006. En haut : Température de surface (unité ; 10⁻² °K). En bas : Taux de croissance des cellules convectives



Fig.39 - Réanalyses NCEP/NCAR du 3 Mai 2006 au 6 Mai 2006

de Sud concernant le vent, nous laissant penser nécessairement à un friagem, il est intéressant de remarquer que cette situation ne se caractérise pas ici par la distribution spatio-temporelle de précipitations habituelle pour ce type de phénomène, constituée d'un pic de précipitation au Sud immédiatement suivi d'un pic au Nord. De même, la nébulosité ne s'organise pas ici en forme de bande d'orientation NO-SE telle que nous l'avons vu précédemment, mais plutôt en une large bande zonale située entre 5° nord et 10° sud, que l'on peut certainement attribuer à la formation de la ZCIT. Là encore l'origine de ces pluies intenses est renseignée par les anomalies de circulation. Les 2 premiers jours, une anomalie zonale d'Est apporte un air chaud et humide depuis l'Atlantique tropical vers le bassin amazonien, où ce flux converge alors avec le flux d'origine extratropicale lié à l'incursion d'air froid. Cette convergence donne alors lieu aux pluies records enregistrées dans le Nord-Ouest brésilien. Les 2 jours suivants, les anomalies de circulations sont moins prononcées, l'anomalie zonale changeant même de direction pour passer d'Ouest en Est. La convergence moins marquée donne alors des pluies moins importantes. Si nous pouvions deviner sa présence au dessus du Nordeste sur certaines images en Février et en Novembre, la ZCIT est ici d'autant plus importante que le système de mousson n'est plus en place. Elle par conséquent ici le facteur prépondérant de nébulosité et de précipitations sur le continent. L'absence de pluie dans le Sud, pourrait quant à lui être expliqué par la persistance d'une anomalie négative de température, accompagné de conditions anticycloniques. Il pourrait donc d'agir ici d'une phase particulièrement persistante du passage d'une perturbation extratropicale telle que nous en avons vu précédemment. On peut ainsi penser que la convergence a eu lieu dans le sud quelques jours auparavant (entre le 24 et le 26 avril par exemple), y donnant alors des pluies.

Les taux de croissance indiquent ici relativement nettement la zone de convection au dessus de l'Atlantique tropical, caractérisée par des taux de croissance très majoritairement positifs ou constants, et peu donc de cellules en décroissance. Au dessus de l'Amazonie, on retrouve, comme dans le cas précédant, une convection caractérisée par une importante variabilité spatiale. Enfin il est également intéressant de noter le retour du taux de croissance uniforme dessinant les contours des Andes en début de journée. Celui-ci est par exemple particulièrement visible le matin du 6 Mai.
Conclusion

Les différentes situations présentées ici nous ont permis de remarquer certains points, en terme de climatologie tout d'abord, concernant le taux de croissance comme indicateur de précipitation ensuite. Ainsi, ces différents cas ont d'abord révélé le rôle significatif des friagens dans les épisodes pluvieux les plus importants. Plus précisément, c'est la combinaison d'un flux d'origine extratropicale avec un flux de mousson plus ou moins bien installé qui sera responsable des précipitations les plus remarquables. Ceci nous renvoie donc nécessairement à la saisonnalité caractérisant les impacts des friagens évoquée dans la partie précédente. En été austral (situation de Novembre), le flux de mousson étant nettement orienté NO-SE au centre du continent, la convergence avec les flux extratropicaux aboutira à la formation d'une large bande appelé Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS). Au fur et à mesure de la progression du friagem, la localisation de la convergence remontera progressivement vers l'équateur, ce qui se caractérisera en termes de convection par la remontée d'une bande de forte activité convective en avant du front, responsable des pluies les plus importantes. En hiver (situation de Septembre), le flux de Nord étant moins important, la convergence le sera d'autant moins, tout comme les précipitations. L'impact thermique des friagens sera en revanche plus important du fait du plus grand contraste thermique entre les masses d'air. De ce point de vue, les cas présentés ici s'accordent donc totalement avec les situations climatiques présentés par la littérature.

Sous-jacent au rôle tenu par les friagens, il convient ensuite de remarquer que le processus expliquant les développements les plus importants de cellules convectives est ici l'ascension d'origine dynamique, fruit de la convergence de différentes advections. Ainsi, c'est donc bien le déplacement de la zone de convergence, et non la simple remontée du dôme d'air froid du friagem, qui expliquera le déplacement de la bande de plus forte convection. Ceci doit également être mis en relation avec l'instabilité conditionnelle de la troposphère tropicale, la convergence des basses couches pouvant être le déclencheur d'un mouvement de convection profonde. Aussi, si le phénomène de friagem peut être défini comme frontal du fait du contact entre 2 masses d'air aux caractéristiques totalement différentes, les pluies issues de ces phénomènes ne seront pas tant liées au front qu'à la convergence des basses couches et la convection profonde. Ceci peut nous amener à nous interroger sur la définition exacte de ce type de système, pour laquelle Garreaud et Wallace (1998) notamment avait déjà évoqué succinctement cette limite.

Dans un second temps, la présentation de ces situations météorologiques nous a permis d'observer et de renseigner les taux de croissance, déterminés selon la méthode présentée précédemment, à l'échelle de l'événement météorologique. Ainsi, ceux-ci démontrent tout d'abord une cohérence spatiale satisfaisante, restituant avec une certaine justesse les systèmes nuageux, leurs constitutions en termes de cellules croissantes ou décroissantes et leurs évolutions. Dans le cas particulier des friagens, il est intéressant de noter la reconstitution de la nébulosité leur étant associées. Aussi trouve-ton les taux de croissance les plus importants en avant du système, sous la forme d'une bande semblable à celles des exemples donnés par la littérature, alors que la traîne sera essentiellement formée de cellules convectives décroissantes. A l'échelle de l'événement, les taux de croissance peuvent donc fournir une information significative pour le suivi de la bande de forte convection et de son activité. Ensuite, dans des situations moins organisées, les taux de croissance semblent correctement restituer l'importante variabilité spatiale de la convection en Amazonie. Enfin, il apparaît aussi que les taux de croissance pourraient donner une indication intéressante quant au cycle diurne particulièrement important dans ce type d'environnement.

Cependant l'observation qualitative des taux de croissance apporte également de nouvelles questions. La comparaison avec les données de précipitations mesurées par les réseaux de stations météorologiques pose le problème de l'emploi de différentes résolutions temporelles pour les différents types de données. Les taux de croissance sont en effet calculés sur une durée de 30 minutes là où les précipitations quotidiennes sont intégrées sur 24 heures. Pour cela, il serait intéressant de chercher à intégrer les taux de croissance sur une durée similaire afin de pouvoir chercher à établir des relations statistiques entre les deux variable. Une telle intégration pourrait porter sur les valeurs maximales quotidiennes de taux de croissance, ou bien sur les moyennes journalières. Cette dernière méthode ayant pour inconvénient de lisser les résultats, mais l'avantage de prendre en compte les éventuels passages successifs de plusieurs cellules au dessus d'un point, là où le maximum n'en considérerait qu'un seul. Ensuite il sera également intéressant d'explorer les relations entre les taux de croissance et les intensités de précipitations. Pour cela, la relation entre les taux de croissance des cellules convectives et les données micro-ondes TRMM doit être étudiée.

PARTIE IV ETUDE DE LA RELATION STATISTIQUE ENTRE TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES CONVECTIVES ET PRECIPITATIONS

Si l'observation du comportement des taux de croissance pour les différents événements météorologiques retenus nous ont permis de trouver une certaine cohérence spatiale et temporelle dans la distribution des taux de croissance, il est nécessaire de poursuivre cette étude en cherchant à quantifier le lien entre l'accroissement des cellules convectives et les pluies en étant supposément issues. Aussi nous proposons nous maintenant de procéder à un traitement statistique afin d'explorer la relation entre les taux de croissances et les précipitations mesurées d'une part, estimées par le capteur TMI du satellite TRMM d'autre part. De cette façon sera évaluée l'utilisation du calcul de taux de croissance pour l'estimation des précipitations.

1 / PRESENTATION DES DIFFERENTES DONNEES UTILISEES

Les données utilisées ici seront de natures variées. Nous utiliserons tout d'abord les totaux de précipitations quotidiens mesurés par les stations de nos réseaux d'observation au sol en Bolivie et dans le Nord-Ouest brésilien pour chacun des jours des 4 situations présentées précédemment. Nous disposerons ainsi de données concernant un ensemble total de 16 journées. Conformément aux normes de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), les mesures de pluies sont agrégées non pas de minuit le jour-même à minuit le jour suivant, mais de six heures du matin le jour même à six heures le lendemain matin.

Les données TRMM, et plus précisément celles enregistrées par le capteur TMI (micro-onde passive) du satellite, nous seront fournies par le site internet du groupe de recherche (GDR) « Météosat Seconde Génération » (msg.univ-paris7.fr). Seront extraites et utilisées les données correspondant à la détection d'hydrométéores de chacun des passages sur l'ensemble des 16 jours au dessus d'une large moitié Nord de l'Amérique du Sud, soit une région située environ entre +10° et -40°S de latitude, et -30° et -80° de longitude. Bien que l'on gardera à l'esprit la plus grande complexité de la réalité des techniques liées à l'emploi des micro-ondes passives, les données seront assimilées ici, de manière quelque peu candide certainement, directement à des intensités instantanées de

75

précipitation. Ainsi les données codées sur un octet évolueront de 0 pour l'absence de pluie, à 254 pour les pluies les plus intenses (la valeur 255 correspondant quant à elle à l'absence de mesure). Données TRMM et données sol de pluies quotidiennes seront donc utilisées de manière brute, sans traitement particulier au préalable.



Fig.40 - Fréquence de données non-utilisables en fonction de l'heure de la journée, sur les 16 journées de la période d'étude.

Les données concernant les taux de croissance nous sont également fournies par le site internet du groupement de recherche « Météosat Seconde Génération ». Ceux-ci sont déterminées entre deux images successives du canal infrarouge thermique (10,8µm) du satellite américain GOES-12. Les taux de croissance sont exprimés sans unité, la valeur 1000 correspondant à la stabilité de la cellule convective (accroissement de 100%), les valeurs entre 0 et 1000 indiquant une décroissance, et celles supérieures un accroissement des cellules convectives (par exemple 2000 pour un accroissement de 200%, soit une multiplication par 2 de la surface). Nous disposons ainsi de taux de croissance calculés sur l'ensemble de la région pour chaque demi-heure. Cependant, il est nécessaire de signaler que ces données souffrent de lacunes non-négligeables. Ainsi, les données en dessous de 20°S de latitude sont régulièrement manquantes, ceci étant vraisemblablement lié à la politique d'acquisition de données. Une fine bande autour de 20°S manque d'ailleurs sur la majorité des images. Les stations utilisées restant de part et d'autre de celle-ci, cette bande ne sera pas considérée comme dérangeante. Plus ponctuellement, une part beaucoup plus importante de l'image, voire sa totalité, peut venir à manquer. Ne seront

donc pas utilisées les images manquantes ou incomplètes. La figure 40 présente, pour les 16 journées composant notre période d'étude, la fréquence de ces données manquantes ou incomplètes pour chaque heure de la journée. On voit alors nettement se dessiner un cycle d'une période de 3 heures. A noter enfin que, du fait de la méthode de calcul du taux de croissance, une donnée manquante dans le canal infrarouge thermique entraînera nécessairement l'impossibilité de calcul de deux taux de croissance consécutifs.

Afin de pouvoir être comparées aux mesures des postes pluviométriques, trois types de traitements seront principalement réalisés.

- Le premier de ces traitements consistera au calcul du taux de croissance moyen journalier. On procède alors au calcul pixel par pixel de la moyenne des taux de croissance sur l'ensemble des images disponibles pour chaque journée (de six heures du matin à six heures le lendemain, suivant la norme OMM).
- Le second traitement correspond à l'extraction du taux de croissance maximal journalier. Ainsi, on extrait pixel à pixel la valeur maximale des taux de croissance sur l'ensemble des images d'une journée.
- Le dernier type de traitement est un calcul de taux de croissance moyen journalier stratifié. Comme nous l'avons vu, le potentiel pluviogène des nuages est fortement liée à leur température de surface. Arkin (1979) avait ainsi montré que la fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid (inférieur à 235°K) était fortement corrélée aux précipitations mesurées. L'accroissement des cellules convectives étant un effet de second ordre, nous nous proposons donc ici de suivre une démarche comparable, en déterminant pour chaque journée, le taux de croissance moyen de nuages dont la température de surface est inférieure à une valeur donnée. Le traitement consistera alors au seuillage thermique de chacune des images de la journée considérée, puis au calcul du taux de croissance moyen comme pour le premier traitement. Les températures utilisées pour les seuillages seront, par ordre croissant d'altitude : 248, 243, 235, 228, 223 et 218°K.

Finalement, nous étudierons le lien entre ces différentes variables en nous intéressant à la corrélation linéaire entre celles-ci. Nous déterminerons ainsi pour les totaux de précipitations et les taux de croissance traités dans un premier temps, puis pour les taux de croissance instantané (bruts) et les données TRMM, le coefficient de corrélation

linéaire, ou coefficient de Bravais-Pearson. A chaque fois sera précisée la valeur-seuil critique à partir de laquelle la corrélation pourra effectivement être jugée comme significative, en acceptant une erreur de 5%. Cette dernière correspond alors à la probabilité de se tromper en affirmant un lien entre les deux variables si le coefficient de corrélation égale ou dépasse la valeur critique, en fonction du degré de liberté, c'est-àdire du nombre d'individus considérés dans le calcul du coefficient auquel on soustrait 2. Le tableau 3 présente les valeurs critiques des coefficients pour chaque degré de liberté (fonction du nombre de stations et de jours utilisés pour le calcul du coefficient de corrélation) considéré dans cette étude.

	Une station	Réseau Bolivien (18 Stations)	Réseau Brésilien (17 stations)	Ensemble des Stations (35)
1 situation (4 jours)	0,95 (2)	0,23 (70)	0,23 (66)	0,19 (138)
Ensemble des situations (16 jours)	0,50 (14)	0,12 (286)	0,12 (270)	0,09 (558)

Tableau 3 - Valeurs critiques des coefficients de corrélation pour une erreur de 5% en fonction du nombre de stations et de jours considérés. Le chiffre entre parenthèses indique le degré de liberté correspondant.

2 / INTEGRATION DES TAUX DE CROISSANCE A L'ECHELLE JOURNALIERE

• Taux moyen et taux maximal à l'épreuve du GPI

Pour pouvoir les comparer aux données quotidiennes des mesures de précipitations au sol, les taux de croissance doivent nécessairement être intégrés à l'échelle journalière. Nous pouvons alors utiliser deux méthodes différentes dans ce but, calculant soit un taux de croissance journalier moyen, soit un taux de croissance journalier maximal. En effet, deux approches peuvent ici être envisagées. D'un premier coté, si on lie les précipitations à la phase de développement des cellules convectives en nous intéressant au processus pluviogène, il est alors compréhensible de chercher à extraire le taux de croissance maximal pour chaque période de 24 heures, celui-ci devant en effet correspondre au maximum de précipitation. D'un autre coté, si l'on adopte une approche plus proche de celle développée dans le cadre du GPI, basée sur l'établissement d'une relation statistique entre nébulosité et précipitations, il peut être intéressant de déterminer une moyenne des taux de croissance mesurés au dessus de chaque pixel. Cette dernière méthode aura l'avantage de considérer les différents développements de la nébulosité observés au cours d'une journée, ainsi que la durée de l'accroissement, au contraire du taux maximal qui lui ne gardera que le taux instantané le plus important. En revanche, on perd par la création d'un indicateur statistique l'information directement liée au processus de précipitation.

Pour chacune de nos 4 situations météorologiques, on détermine donc les taux de croissance journaliers moyen et maximal (Fig.41, 42,43 et 44). Pour comparaison, on calcule également l'indice GPI en utilisant la formule décrite dans la partie précédente. Une brève observation qualitative nous permet déjà de remarquer de larges différences entre les taux de croissance moyens et maximaux. Ainsi, alors que les taux moyens semblent bien mieux restituer l'organisation des systèmes convectifs, les taux de croissance maximaux témoignent surtout de la très forte variabilité spatiale qui caractérisent les taux de croissance instantanés. Aussi, ils illustrent également l'instabilité des basses couches atmosphériques caractéristiques du monde tropical, et la variabilité importante des pluies convectives. De plus, la mise en parallèle avec le GPI indique une certaine déconnexion spatiale entre ces deux indicateurs. On trouve en effet d'importants taux de croissance dans des zones où le GPI est pourtant très faible, et vice versa. Cependant, dans le cas des friagens de saison sèche (Fig.41) et humide (Fig.42), on remarque tout de même que les taux maximaux restituent une bande de plus forte convection en avant du système, conformément à l'organisation de ce type de phénomène.

Nous procédons ensuite au calcul du coefficient de corrélation entre les données des réseaux d'observations au sol et les différents indicateurs de précipitation pour chaque situation (tableaux 4, 5, 6 et 7), puis pour l'ensemble des 16 journées (tableau 8).



Fig.41 - Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la première situation. En haut : Taux de croissance moyen. Au milieu : Taux de Croissance maximal. En bas : GOES Precipitation Index (en mm).

SITUATION 1	Ensemble (R critique : 0,19)	Brésil (R critique : 0,23)	Bolivie (R critique : 0,23)
Corrélation Sol / Taux Moyen	0,37	0,34	0,41
Corrélation Sol / Taux Maximum	0,21	(0,11)	0,31
Corrélation Sol / GPI	0,44	0,30	0,57

Tableau 4 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la première situation. La valeur critique du coefficient est donné pour une erreur de 5%, les coefficients non-significatifs sont indiqués entre parenthèses.



Fig.42 -Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la seconde situation. En haut : Taux de croissance moyen. Au milieu : Taux de Croissance maximal. En bas : GOES Precipitation Index (en mm).

SITUATION 2	Ensemble (R critique : 0,19)	Brésil (R critique : 0,23)	Bolivie (R critique : 0,23)
Corrélation Sol / Taux Moyen	0,33	(0,19)	0,46
Corrélation Sol / Taux Maximum	(0,05)	(0,02)	0,24
Corrélation Sol / GPI	0,43	(0,14)	0,64

Tableau 5 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la seconde situation. La valeur critique du coefficient est donné pour une erreur de 5%, les coefficients non-significatifs sont indiqués entre parenthèses.



	Eliselliste	Diesit	Dottvic
SITUATION 5	(R critique : 0,19)	(R critique : 0,23)	(R critique : 0,23)
Corrélation Sol / Taux Moyen	(0,17)	(-0,13)	(0,14)
Corrélation Sol / Taux Maximum	(0,18)	(0,22)	(0,15)
Corrélation Sol / GPI	0,19	(0,04)	0,27

Tableau 6 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la troisième situation. La valeur critique du coefficient est donné pour une erreur de 5%, les coefficients non-significatifs sont indiqués entre parenthèses.



Fig.44 - Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la quatrième situation. En haut : Taux de croissance moyen. Au milieu : Taux de croissance maximal. En bas : GOES Precipitation Index (en mm).

SITUATION 4	Ensemble (R critique : 0,19)	Brésil (R critique : 0,23)	Bolivie (R critique : 0,23)
Corrélation Sol / Taux Moyen	0,41	(0,15)	(0,17)
Corrélation Sol / Taux Maximum	(0,15)	(-0,18)	(0,06)
Corrélation Sol / GPI	0,47	0,34	(-0,03)

Tableau 7 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la quatrième situation. La valeur critique du coefficient est donné pour une erreur de 5%, les coefficients non-significatifs sont indiqués entre parenthèses.

	Ensemble (R critique : 0,09)	Brésil (R critique : 0,12)	Bolivie (R critique : 0,12)
Corrélation Sol / Taux Moyen	0,33	0,22	0,40
Corrélation Sol / Taux Maximum	0,17	0,18	0,23
Corrélation Sol / GPI	0,34	0,15	0,56

Tableau 8 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour l'ensemble de la période d'étude. La valeur critique du coefficient est donné pour une erreur de 5%.

Pour les situations particulières, les coefficients de corrélation ne sont pas toujours significatifs du fait du trop faible degré de liberté des données sur quatre jours (66 pour le Nord-Ouest brésilien, 70 pour la Bolivie), et leurs valeurs sont en général assez faibles. Cependant, on note une assez grande hétérogénéité entre les différents cas d'une part, et entre nos deux zones d'étude d'autre part. Ainsi les corrélations les meilleures seront obtenues en Bolivie (0,40 pour le taux moyen, 0,23 pour le taux maximal) plutôt qu'au Brésil (0,22, et 0,18), et pour des précipitations liés à des phénomènes synoptiques tels que les friagens plutôt que pour les situations à l'organisation plus confuses. Enfin, un autre point essentiel est certainement que le taux de croissance journalier moyen semble obtenir de meilleurs résultats que le taux de croissance maximal. Les coefficients de corrélation obtenus sont même sensiblement supérieurs à ceux obtenus avec le GPI dans le cas de la zone brésilienne (0,22 et 0,15) et quasiment identiques pour l'ensemble des stations utilisées (0,33 et 0, 34). La plus grande différence en faveur du GPI est observée en Bolivie (0,40 et 0,56).

Les résultats pour les différents indicateurs sont donc meilleurs sous les latitudes tropicales de la Bolivie qu'au niveau de l'équateur. La figure 45 nous renseigne également sur le rôle de la latitude dans la relation entre taux de croissance moyen et total journalier de précipitation. On observe dans le cas du taux de croissance moyen comme dans celui du GPI une différence remarquable entre les intervalles de coefficients de corrélation pour nos deux réseaux de mesures. Ainsi, alors que les coefficients sont plutôt faibles et non-significatifs en terme de corrélation pour les stations brésiliennes, les stations boliviennes présentent quant à elles des valeurs nettement supérieures. On remarque enfin que le taux de croissance moyen journalier semble obtenir des valeurs de coefficients plus concentrées, n'obtenant pas des valeurs aussi élevées que pour le GPI, mais n'ayant pas non plus de valeurs aussi faibles (à l'exception de la station andine d'El Alto pour le réseau bolivien). Finalement, nous retiendrons donc que si le taux de croissance moyen n'est pas

aussi fortement corrélé aux précipitations mesurées que le GPI, qui présente des corrélations remarquablement forte avec les stations de la plaine amazonienne en Bolivie, il présente cependant une corrélation non-négligeable dans le cas de notre réseau de mesures bolivien.



Relation entre GPI et pluies quotidiennes en fonction de la latitude



Fig.45 - Corrélation entre les indicateurs de précipitation et les pluies mesurées au sol pour chaque station en fonction de la latitude. Les coefficients sont calculés sur l'ensemble de la période d'étude. Les pointillés rouges indiquent la valeur critique de R pour une erreur de 5%.

Stratification du taux moyen journalier 0

1000km

Le taux de croissance étant un effet de second ordre, il n'est pas étonnant que la corrélation avec les pluies soient plus faible que celle d'un indicateur basé sur la fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid. Pour aller plus loin, nous nous proposons donc de chercher à combiner ces deux informations en un seul indicateur. On calcule alors le taux de croissance moyen journalier en ne prenant en compte que les nuages dont la température au sommet est inférieure à une valeur donnée (Fig.46). Dans un premier temps, on utilise différents seuils thermiques, à 248, 243, 235, 228, 223 et 218°K, afin de documenter la valeur de la corrélation entre l'indicateur et les pluies mesurées en fonction de l'altitude des nuages. Les valeurs des coefficients de corrélation ainsi obtenus sont présentées dans le tableau 9.



Fig.46 - Taux de croissance moyens journaliers obtenus par différents seuils thermiques pour la journée du 1^{er} Septembre 2005. Dans l'ordre : 248, 243, 235, 228, 223, 218°K.

On remarquera concernant la figure 46, qu'au seuil le plus élevé en altitude ne demeurent au dessus du continent que les nuages issus du friagem ainsi que de la convection profonde dans le bassin amazonien. On remarquera également dans l'Atlantique tropical la persistance de la ZCIT.

		Ensemble	Brésil	Bolivie
		(R critique (situation) : 0,19 ;	(R critique (situation) : 0,23 ;	(R critique (situation) : 0, 23 ;
		R critique (ensemble) : 0,09)	R critique (ensemble) : 0,12)	R critique (ensemble) : 0,12)
	Seuil à 248°K	0,38	0,32	0,45
1	Seuil à 243°K	0,41	0,33	0,49
ior	Seuil à 235°K	0,43	0,28	0,58
uat	Seuil à 228°K	0,44	0,30	0,58
Sit	Seuil à 223°K	0,48	0,31	0,65
	Seuil à 218°K	0,36	0,28	0,48
	Seuil à 248°K	0,36	(0,15)	0,57
ז ר	Seuil à 243°K	0,38	(0,15)	0,58
ioi	Seuil à 235°K	0,43	(0,15)	0,64
uat	Seuil à 228°K	0,46	(0,13)	0,66
Sit	Seuil à 223°K	0,47	(0,14)	0,67
	Seuil à 218°K	0,42	(-0,02)	0,69
	Seuil à 248°K	(0,18)	(-0,01)	0,25
<u>د</u> ر	Seuil à 243°K	0,19	(0,02)	0,26
ior	Seuil à 235° K	0,19	(0,04)	0,27
uat	Seuil à 228°K	0,19	(0,10)	0,25
Sit	Seuil à 223°K	0,24	(0,18)	0,31
	Seuil à 218°K	(0,17)	(0,11)	0,25
	Seuil à 248°K	0,39	(0,22)	(0,16)
4 L	Seuil à 243°K	0,38	(0,21)	(-0,05)
tio	Seuil à 235°K	0,48	0,36	(-0,02)
uat	Seuil à 228°K	0,42	0,31	-
Sit	Seuil à 223°K	0,46	0,36	-
	Seuil à 218°K	0,29	(0,21)	-
	Seuil à 248°K	0,29	(0,09)	0,51
<u>e</u>	Seuil à 243°K	0,29	(0,09)	0,53
d m	Seuil à 235° K	0,35	0,17	0,56
Ise	Seuil à 228°K	0,33	0,12	0,58
En	Seuil à 223°K	0,36	0,17	0,59
	Seuil à 218°K	0,28	(0,05)	0,56

Tableau 9 - Coefficients de corrélation entre le taux de croissance moyens journaliers et les précipitations mesurées par les réseaux au sol pour différents seuillage thermique.

Les coefficients non-significatifs au regard de la valeur critique sont présentés entre parenthèses, les coefficients absents indiquent l'absence de nuages en dessous du seuil considéré.

Les corrélations obtenues pour différents seuils thermiques présentent plusieurs caractères remarquables. Tout d'abord, elles confirment les observations précédentes, c'est-à-dire les plus fortes valeurs pour le réseau bolivien ainsi que pour les situations correspondant aux friagens. Ensuite la stratification permet d'améliorer assez nettement la corrélation entre l'indicateur et les pluies, et celle-ci semble évoluer avec l'altitude de manière relativement similaire pour l'ensemble des situations. On constate ainsi que le seuillage à 235°K donne des corrélations sensiblement identiques à celles obtenues avec le GPI. Ceci semblerait donc témoigner ici de la prépondérance de la fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid sur les taux de croissance, et donc confirmerait le caractère secondaire de ces taux. Cependant, on remarque que d'une façon étonnante, le seuil à 235°K ne correspond pas aux corrélations les plus fortes, alors que ceci fut vérifié par Arkin (1979) pour la fréquence d'occurrence des nuages. En nous basant sur les résultats obtenus ici, le taux de croissance moyen journalier serait en effet un meilleur indicateur avec un seuillage à 223°K (Fig.47).



Fig.47 - Relation entre taux de croissance moyen journalier et précipitations mesurées en fonction du seuillage thermique

Des cartes représentant la distribution spatiale de la corrélation entre les indicateurs et les pluies mesurées par les stations de nos deux réseaux (Fig.48) valident ensuite nos observations. On note en effet la très grande proximité des cartes correspondant au GPI et au taux de croissance moyen seuillé à 235°K. L'information apportée par le taux de croissance apparaît donc être ici limitée. Dans le cas du seuillage thermique à 223°K, la corrélation semble être en revanche plus importante, en particulier pour le centre de la Bolivie ainsi que pour le centre de notre secteur brésilien.

Plus largement, le rôle de la latitude est ici encore une fois illustré, avec les coefficients les plus importants dans le sud de la plaine amazonienne en Bolivie, décroissant vers le nord pour devenir très faibles dans la zone équatoriale de notre secteur brésilien. Ces cartes illustrent également l'impact des conditions locales et régionales sur la qualité des indicateurs de précipitations. En témoignent par exemple la très forte opposition entre Tunui et Balaio dans le Nord de la zone brésilienne, ou encore le très faible coefficient de San Ignacio de Velascos dans l'est bolivien, alors que le reste de la plaine amazonienne se singularise par une corrélation très importante. De même, on relèvera les coefficients plus faibles dans la région andine, et plus particulièrement pour la station d'El Alto, ainsi que pour celle de Rurrenabaque, situé en plaine en contrebas de l'Altiplano. Nous observons donc ici à une échelle plus fine la variabilité spatiale de la qualité de l'information fournie par les taux de croissance, variabilité que l'on avait déjà remarquée régionalement dans l'opposition entre les forts coefficients boliviens, et ceux beaucoup plus faibles trouvés dans le Nord-Ouest brésilien. La nature des systèmes responsables des précipitations, en relation avec la nature de la surface, aura donc une incidence considérable sur la capacité de l'indicateur à donner une estimation correcte. C'est ici très certainement l'une des difficultés premières quant à l'évaluation du taux de croissance en tant qu'indicateur de précipitations. On remarquera qu'au contraire, l'établissement de la relation entre la fréquence d'occurrence des nuages et les pluies par Arkin (1979) avait été réalisé à partir de données au dessus d'une surface entièrement océanique, gommant ainsi les fortes disparités locales pouvant être induites par un substrat continental.



PEROL

CHILI



BRESIL

.

PARAGUAY

.

BOLIVIE

ARGENTINE









Fig.48 - Distribution spatiale de la corrélation entre indicateurs de précipitations et pluies mesurées au sol, obtenue par interpolation.

En haut à gauche, corrélation obtenue avec le taux de croissance moyen seuillé à 235°K. En haut à droite, corrélation obtenue avec le GPI. En bas, corrélation obtenues avec le taux de croissance moyen seuillé à 223°K.

Enfin, il est également nécessaire de signaler les limites propres à ces méthodes d'estimation fondées sur la stratification de l'atmosphère par seuillage thermique. Ces limites sont principalement dues au fait que l'établissement d'un seuil résulte finalement en un choix entre une tendance à l'augmentation de la corrélation avec l'altitude liée aux processus de précipitation en jeu, et une tendance à la baisse de la corrélation du fait de la prise en compte d'un nombre de nuages de plus en plus réduit. La corrélation maximale résultera donc du meilleur équilibre possible entre ces deux tendances divergentes, mais pour cette raison, la part d'incertitude restera nécessairement importante.

3 / TAUX DE CROISSANCE INSTANTANES ET INTENSITE DE PRECIPITATION

Si l'intégration des taux de croissance à l'échelle journalière avait pour objectif d'identifier une relation statistique entre cet indicateur et les précipitations mesurées par les réseaux d'observation au sol, il est également intéressant d'essayer de déterminer l'existence d'une relation plus directe entre les taux de croissance instantanés et les intensités de précipitation. Nous nous proposons pour cela de procéder à deux exercices distincts, l'étude qualitative de profils temporels d'une part, le calcul de corrélation entre les taux de croissance instantanés et des intensités de précipitations estimées par le capteur TMI (micro-ondes passives) du satellite TRMM d'autre part.

Dans un premier temps, nous construisons tout d'abord les profils temporels illustrant l'évolution au cours des différentes situations météorologiques considérées du taux de croissance instantané moyen. Ce taux correspond en fait à la moyenne des taux de croissance instantanés de chaque station d'un réseau sur une image. Son évolution sera d'abord comparée qualitativement à l'évolution des totaux moyens de précipitations pour chaque réseau.

La figure 49 présente l'évolution des taux de croissance instantané moyen pour l'ensemble des nuages. Ainsi, l'évolution représentée est celle de la nébulosité générale. Il en résulte d'importantes différences entre les taux de croissance instantanées et les précipitations mesurées quotidiennement. On note ainsi par exemple que les pluies les plus importantes sur une région ne sont pas nécessairement mesurées le jour où les taux d'accroissement moyens sont les plus importants, la réciproque étant également vérifiée. De même, comme le montre la situation 3, une région peut connaître un développement

91

nuageux plus important et recevoir pourtant des précipitations plus faibles que l'autre région. La distribution spatiale et temporelle des précipitations semble donc ici être déconnectées de l'évolution des taux de croissance instantané concernant l'ensemble des systèmes nuageux tout au moins.

On établit ensuite le même type de profil temporel pour les taux de croissance instantanés ne concernant que les nuages dont la température de surface est inférieure à 223°K (Fig.50), c'est-à-dire le seuil thermique pour lequel la meilleure corrélation a été obtenue précédemment. Les profils se distinguent bien évidemment de ceux de la première figure, en ne présentant plus un profil continu, mais plutôt des séries de pics isolés. On constate alors à quel point la part des nuages à sommet froid dans la nébulosité générale est minime. Les situations 2 et 3 montrent ici, pour le réseau bolivien, une apparente concordance entre les taux de croissance instantanés et les totaux de précipitations. Ceci confirmerait donc encore une fois la nécessité de coupler un seuillage thermique aux taux de croissance. Cependant, on observe pour les autres cas, et pour le réseau brésilien notamment, une absence de relation du même type, nous obligeant à relativiser le lien entre taux de croissance instantané et précipitations.

Sans oublier que l'importance des lacunes dans les séries d'images limite considérablement l'interprétation de ces profils temporels (celui de la situation 4 tout particulièrement), ces derniers semblent tout de même en partie confirmer nos observations précédentes. Ainsi, à l'image des taux de croissance journaliers, les taux instantanés couplés à stratification de l'atmosphère pourraient donner une information significative quant à l'estimation des précipitations. De plus, il semble là aussi que la relation entre l'estimation et la mesure des pluies soit de meilleure qualité aux latitudes tropicales qu'au niveau de l'équateur où l'organisation des systèmes convectifs est plus confuse.

92









Situation 1



Finalement, nous nous proposons de tester la corrélation entre les taux de croissance instantanés et des intensités de précipitation estimées par le capteur microonde de TRMM. On extrait alors de chaque image TRMM les pixels témoignant de pluies sur l'Amérique du Sud tropicale, et on associe à ces valeurs les valeurs des taux de croissance correspondant. On obtient alors environ 8000 couples de valeurs sur l'ensemble de la période d'étude, nous permettant ainsi de déterminer la relation liant ces deux variables (Tableau 10).

Situation 1	Situation 2	Situation 3	Situation 4	Ensemble
0,24	0,19	0,21	0,31	0,23

Tableau 10 - Coefficient de corrélation linéaire entre les taux de croissance instantanés et les intensités de précipitations estimées par micro-ondes passives.

La corrélation linéaire ainsi calculée est relativement faible (0,23). Cependant on remarque là encore des différences non-négligeables entre les différentes situations météorologiques. Cette fois-ci la corrélation est là moins importante pour l'événement de fin-Novembre (0,19), mais atteint 0,30 pour la situation de début-Mai.

Les taux de croissance instantanés des cellules convectives, à la vue des résultats présentés ici, ne présenteraient donc qu'un lien limité avec les intensités de précipitations. Cependant, l'étude mené ici n'est certainement qu'une première approche de cette relation, de plus amples recherches devraient donc être menées afin de conclure sur la qualité de la relation liant ces deux variables.

CONCLUSION RESULTATS, LIMITES ET PERSPECTIVES

La corrélation entre les taux de croissance des cellules convectives et les précipitations a ici été étudiée aux échelles journalière tout d'abord et instantanée finalement. La relation statistique entre ces deux variables semble présenter d'après les résultats obtenus une importante variabilité spatiale et temporelle. A l'échelle régionale, la corrélation linéaire obtenue est beaucoup plus importante pour le secteur tropical bolivien que pour le secteur équatorial brésilien. Ce différentiel latitudinal pourrait témoigner de l'importance de l'influence de la nature des systèmes précipitants sur la qualité de l'indicateur de précipitation. On retrouve cette variabilité spatiale à une échelle plus fine, avec l'opposition entre des stations parfois très proches. On peut alors penser voir dans ce comportement l'influence de conditions locales, d'altitude et d'abri plus particulièrement. D'un point de vue temporel, la variation de la corrélation pour les différentes situations météorologiques choisies montrerait là aussi l'impact de la nature du système précipitants sur la capacité des taux de croissance à donner une information précise sur les pluies. Intégrés à l'échelle journalière, les taux de croissance constitueraient des indicateurs d'autant plus précis que la convection est nettement organisée, comme dans le cas par exemple des remontées frontales d'air extratropical vers les basses latitudes. Les résultats des corrélations entre taux instantanés et intensité de précipitations pourraient cependant modérer ces observations. Bien que faible, la relation ne présenterait pas nécessairement en effet les mêmes comportements en fonction des situations considérées. Mais l'étude de la relation entre taux de croissance instantanés et intensité de précipitations reste à approfondir. L'analyse ayant été menée ici dans un cadre principalement climatologique, une prise en compte plus approfondies des processus précipitants permettraient certainement d'obtenir des résultats plus significatifs à ce pas de temps.

L'une des autres limites essentielles au travail mené ici est sans aucun doute le faible échantillon de données utilisé. Avant de dresser des conclusions plus définitives quant à la qualité des taux de croissance pour l'estimation des précipitations, il serait alors nécessaire de traiter un nombre beaucoup plus important de données dans le cadre d'une analyse statistique plus poussée. Celle-ci pourrait alors porter sur un plus grand nombre de stations, des séries de taux de croissance plus longues et plus complètes, et enfin une meilleure intégration de données TRMM. Les résultats s'en trouveraient

96

améliorés pas plusieurs aspects, dont notamment un calcul de corrélations beaucoup plus significatives, ainsi que le lissage des différences de qualité de corrélation liées aux différents systèmes précipitants saisonniers. De plus, le taux de croissance étant un effet de second ordre par rapport à la température de brillance des nuages, la seule corrélation linéaire ne sera pas nécessairement la relation statistique la plus significative. Pour une nouvelle étude statistique, l'investigation devrait également porter sur des relations statistiques d'autres types.

Un autre résultat remarquable est celui obtenu par la stratification thermique du calcul des taux de croissance. Les corrélations les plus importantes ont ainsi été obtenues après un seuillage à 223°K des nuages pris en compte pour le calcul des taux de croissance journalier moyen. Ce résultat peut paraître étonnant, le GPI montrant lui de meilleurs résultats avec un seuillage à 235°K, seuil aujourd'hui communément admis pour la délimitation de nuages responsables de précipitations. D'autres études, devront donc confirmer ce résultat. Il est aussi important de remarquer que le GPI fut établi dans un premier temps à partir de données exclusivement océaniques, évitant ainsi toute variabilité induite par le substrat continental. Il pourrait être intéressant de chercher à réaliser un exercice comparable avec les taux de croissance, afin d'obtenir des résultats peut-être plus francs que ceux obtenus au dessus du continent sud-américain. Concernant le GPI, il faut aussi noter que cet indicateur, s'il a été utilisé ici du fait de sa relative simplicité, présente tout de même également de nombreuses limites. Aussi les méthodes d'estimations de pluies par satellite ont-elles beaucoup évolué depuis ces travaux de Arkin. De nouveaux algorithmes (TMPA, GSMAP) pourraient alors être également intégrés à une étude plus étendue.

Ensuite, d'autres travaux pourraient également chercher à établir une climatologie de l'accroissement des nuages, en réalisant par exemple des cartes mensuelles, saisonnières, voire annuelles, de taux de croissance moyens des cellules convectives. Seraient ainsi définies des zones de développement nuageux plus ou moins importants, qu'il sera alors intéressant de confronter à la distribution connue des précipitations. Un dernier sujet d'étude pourrait être enfin le cycle diurne. Celui-ci serait d'autant plus intéressant qu'il est encore peu documenté, prépondérant dans le climat tropical, et semble être restituer par les taux de croissance dans les études qualitatives menées au cours de ce travail. Finalement, la présente étude aura également mis en avant la question de l'emboîtement d'échelles, tant spatiales que temporelles, si chère à la démarche géographique. La problématique multiscalaire est ici d'ailleurs relativement complexe, posant la question de la relation entre les propriétés physiques, ou microphysiques, des systèmes convectifs, leur modélisation, et leur observation par un ensemble de dispositifs de natures diverses.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	2
INTRODUCTION	3
DE L'EAU DANS LE MONDE TROPICAL	3
PARTIE I	8
CLIMATOLOGIE DES PRECIPITATIONS EN AMERIQUE DU SUD TROPICALE : LES	
EXEMPLES DU NORD-OUEST BRESILIEN ET DE LA BOLIVIE	8
1 / DISPOSITIF D'OBSERVATIONS AU SOL	8
2 / DISTRIBUTION SPATIALE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES	10
3 / VARIABILITE SAISONNIERE DE LA DISTRIBUTION DES PLUIES	12
4 / VARIABILITE INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS	20
PARTIE II	23
DE LA PLUVIOGENESE EN AMERIQUE DU SUD TROPICALE	23
1 / LES MECANISMES FONDAMENTAUX DE LA PLUVIOGENESE	23
o La Nébulosité, entre Humidité et Précipitations	23
o Précipitations et Circulation Atmosphérique	27
2 / L'AMERIQUE DU SUD TROPICALE DANS LA CIRCULATION GENERALE	28
o Alizés, mousson, et zone de convergence intertropicale	28
o L'ENSO, El-Niño Southern Oscillation	31
3 / LE ROLE ESSENTIEL DES MECANISMES AZONAUX DANS LA CLIMATOLOGI	E SUD-
AMERICAINE	32
o La Convection Profonde	32
- Une convection orageuse	32
- Cycle saisonnier et cycle diurne	34
- L'influence de la végétation	35
o Les Friagens	36
- Conditions de formation	37
- Impacts météorologiques et climatiques	

PARTIE III	42
LE TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES CONVECTIVES, UN NOUVEL INDICATEUR E	DE
PRECIPITATION ?	42
1 / L'ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE	42
o L'estimation des pluies et la révolution satellitaire	42
o Une méthode indirecte d'estimation des pluies : le GOES Precipitation	
Index	43
o Une méthode directe d'estimation des pluies : le radar météorologique	.46
2 / METHODE DE CALCUL DU TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES CONVECTIVE	S
DES NUAGES	. 48
3 / TAUX DE CROISSANCE ET EVENEMENTS METEOROLOGIQUES :	. 52
UNE PREMIERE APPROCHE QUALITATIVE	. 52
o Choix des situations météorologiques	52
o Construction des séries d'images	55
o Présentation des différentes situation d'étude	55
- Situation du 31 Août au 3 Septembre 2005	55
- Situation du 23 au 26 Novembre 2005	. 60
- Situation du 3 au 6 Février 2006	64
- Situation du 3 au 6 Mai 2006	. 68
- Conclusion	.73
PARTIE IV	75
ETUDE DE LA RELATION STATISTIQUE ENTRE TAUX DE CROISSANCE DES CELLULES	I
CONVECTIVES ET PRECIPITATIONS	.75
1 / PRESENTATION DES DIFFERENTES DONNEES UTILISEES	75
2 / INTEGRATION DES TAUX DE CROISSANCE A L'ECHELLE JOURNALIERE	78
o Taux moyen et taux maximal à l'épreuve du GPI	78
o Stratification du taux moyen journalier	. 86
3 / TAUX DE CROISSANCE INSTANTANES ET INTENSITE DE PRECIPITATION	91
	~ ~ ~

CONCLUSION	
RESULTATS, LIMITES ET PERSPECTIVES	

TABLE DES MATIERES	99
FIGURES ET TARI FALIX	102
	. 102
BIBLIOGRAPHIE	. 105

FIGURES ET TABLEAUX

- Fig.1 Localisation des stations de mesures en Bolivie et au Brésil
- Fig.2 Précipitations annuelles en Bolivie
- Fig. 3 Précipitations annuelles dans le Nord-Ouest du Brésil
- Fig.4 Régime pluviométrique moyen en Bolivie
- Fig. 5 Régime pluviométrique moyen dans le Nord-Ouest brésilien
- Fig.6 Variété des régimes pluviométriques en Bolivie
- Fig.7 Influence de l'altitude sur les précipitations en Bolivie
- Fig.8 Influence de latitude sur les précipitations en Bolivie
- Fig.9 Variété des régimes pluviométriques dans le Nord-Ouest brésilien
- Fig. 10 Répartition saisonnière des précipitations en Bolivie
- Fig.11 Répartition saisonnière des précipitations dans le Nord-Ouest brésilien

Fig.12 - Evolution comparée des totaux annuels moyens de précipitations en Bolivie et dans le Nord-Ouest brésilien

Fig.13 - Régime pluviométrique de l'année 2005-06 et régimes moyens

Fig.14 - Capacité hygrométrique de l'eau à 1015hPA

- Fig.15 Potentiel précipitable et précipitations réelles
- Fig. 16 Altitudes des nuages pour différents types d'environnements
- Fig. 17 Formes et altitudes habituelles des différents genres de nuages
- Fig. 18 Circulation atmosphérique générale en Janvier et Juillet
- Fig. 19 Représentation schématique du système de mousson sud-américaine

Fig.20 - Fréquence d'occurrence de nuages à sommet froid (inférieur à 235 $^{\circ}$ K) en fin et début de journée

Fig.21- Régions régulièrement affectées par des incursions d'air polaire et d'autres flux provoqués par la topographie

Fig.22 - Mise en place et progression d'un friagem : modèle conceptuel et exemple concret

Fig.23 - Développement d'une onde d'altitude dans le courant jet subtropical de l'hémisphère sud

Fig.24 - Coefficient de corrélation entre l'accumulation de pluies et le taux de couverture nuageuse pour différentes altitudes de seuillage

Fig.25 - Evolution de la moyenne mensuelle du GPI pour l'Amérique du Sud tropicale de 1982 à 1984

Fig.26 - Variations saisonnières du GPI pour l'Amérique du Sud tropicale sur la période 1982 - 1984

Fig. 27 - De la LPE à l'identification des cellules au sein d'un système convectif

Fig.28 - Utilisation d'un filtre médian pour limiter la sur-segmentation due à la variabilité interne des cellules convectives

Fig.29 - Exemple de délimitation de cellules convectives au sein d'un système convectif sahélien à partir de la probabilité de précipitation

Fig.30 - Calcul du taux de croissance des cellules convectives entre deux images successives

Fig.31 - Evolution comparée des indices de précipitations brésilien et bolivien entre Août 2005 et Juillet 2006

Fig.32 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 8 Août 2005 au 3 Septembre 2005.

Fig. 33 - Réanalyses NCEP/NCAR du 31 Août 2005 au 3 Septembre 2005

Fig.34 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 23 Novembre 2005 au 26 Novembre 2005

Fig. 35 - Réanalyses NCEP/NCAR du 23 Novembre 2005 au 26 Novembre 2005

Fig. 36 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Février 2006 au 6 Février 2006

Fig. 37 - Réanalyses NCEP/NCAR du 3 Février 2006 au 6 Février 2006

Fig. 38 - Présentation du premier cas d'étude : situation du 3 Mai 2006 au 6 Mai 2006

Fig. 39 - Réanalyses NCEP/NCAR du 3 Mai 2006 au 6 Mai 2006

Fig.40 - Fréquence de données non-utilisables en fonction de l'heure de la journée, sur les 16 journées de la période d'étude

Fig.41 - Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la première situation

Fig.42 -Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la seconde situation

Fig.43 - Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la troisième situation

Fig.44 - Intégration journalière des taux de croissance et comparaison avec le GPI pour les journées de la quatrième situation

Fig.45 - Corrélation entre les indicateurs de précipitation et les pluies mesurées au sol pour chaque station en fonction de la latitude

Fig.46 - Taux de croissance moyens journaliers obtenus par différents seuils thermiques pour la journée du 1^{er} Septembre 2005

Fig.47 - Relation entre taux de croissance moyen journalier et précipitations mesurées en fonction du seuillage thermique

Fig.48 - Distribution spatiale de la corrélation entre indicateurs de précipitations et pluies mesurées au sol, obtenue par interpolation

Fig.49 - Evolution comparée des taux de croissance instantanés moyens et des pluies journalières associées pour chaque situation

Fig.50 - Evolution comparée des taux de croissance instantanés moyens des nuages en dessous de 223°K et des pluies journalières associées pour chaque situation

 Tableau 1 - Liste des stations utilisées dans le cadre du réseau bolivien

Tableau 2 - Liste des stations utilisées dans le cadre du réseau brésilien

Tableau 3 - Valeurs critiques des coefficients de corrélation pour une erreur de 5% en fonction du nombre de stations et de jours considérés

Tableau 4 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la première situation

Tableau 5 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la seconde situation

Tableau 6 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la troisième situation

Tableau 7 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour la quatrième situation

Tableau 8 - Corrélation entre les indicateurs et les mesures de précipitations au sol pour l'ensemble de la période d'étude

Tableau 9 - Coefficients de corrélation entre le taux de croissance moyens journaliers et les précipitations mesurées par les réseaux au sol pour différents seuillage thermique

Tableau 10 - Coefficient de corrélation linéaire entre les taux de croissance instantanés et les intensités de précipitations estimées par micro-ondes passives

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrages

- **Beltrando G.** (2007), *Les climats, processus, variabilité et risques*, Collection U, Armand Colin, première édition en 2004, 261pp.

- **Demangeot J.** (2005), *Tropicalité, géographie physique tropicale*, Collection U, Armand Colin, première édition en 1999, 340pp.

- **Demangeot J.** (2000), *Les milieux "naturels" du globe*, Collection U, Armand Colin, 9^e édition, 363pp.

- Droulers M. (2004), L'Amazonie, vers un développement durable, Collection U, Armand Colin, 220pp.

- Garreaud R. et Aceituno P. (2007) "Atmospheric circulation and climatic variability" in Veblen T, Young K., et Orme A. *The physical geography of South America*, Oxford University press, 45-59, 8pp.

- Godard A. et Tabeaud M. (2004), *Les climats, mécanismes, variabilité et répartition*, Collection Cursus, Armand Colin, première édition en 1993, 217pp.

- **Guillot**, (1995) "Imagerie satellitaire et estimations des précipitations" in De Maximy et Canbrézy, *La cartographie en débat*, 200pp.

- McGregor G.R. et Nieuwolt S. (1998) *Tropical climatology*, Wiley, première édition en 1977, 337pp.

- Queney P. (1974), *Eléments de météorologie*, Masson & Cie, première édition en 1974, 300pp.

- Riou G. (1989), L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux, Collection Géographie, Masson, 222pp.

- Tabeaud M. (2004), *La climatologie générale*, Synthèse Géographie, Armand Colin, première édition en 1998, 96pp.

Articles

- Aceituno P. (1988) "On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. Part 1 : Surface climate", *Monthly Weather Review*, Vol.116, 505-524, 20pp.

- Ambrizzi T., Pezza A.B. (1999) "Cold waves and the propagation of extratropical cyclones and anticyclones in South America : A synoptical-climatological overview", *Revista Geofisica*, Vol.51, 45-57.

- Arkin P.A, Meisner B.N (1987) "The relationship beatween large scale convective rainfall and cold cloud on the western hemisphere during 1982-1984", *Monthly Weather Review*, Vol.115, 51-74, 24pp.

- Arkin P.A. (1979) "The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during the Gate over B-Scale array", *Monthly Weather Review*, Vol.107, 1382-1387, 6pp.

- Cook K.H. et Vizy EK (2007) "Effects of 21st Century Climate Change on the Amazon Rainforest", *Journal of Climate*, accepté en Juin 2007, 52pp.

- Espinoza Villar J., Ronchail J., GUYOT J.L., Cochonneau G., FILIZOLA N., Lavado W., Noriega L., de Oliveira E., Pombosa R., Romero H., Vauchel P. (à paraître) "Spatiotemporal rainfall variability in the amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, Ecuador)", International Journal of Climatology, 70pp.

- Fortune M.A., Vernon V.E. (1983) "Two severe freezes in Brazil, precursors and synoptic evolution", *Monthly Weather Review*, Vol.111, 181-196, 16pp.

- Garreaud R. (2001) "Subtropical cold surges : regional aspects and global distribution", *International Journal of Climatology*, Vol.21, 1181-1197,17pp.

- Garreaud R. (2000) "Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics", *Monthly Weather Review*, Vol.128, 2544-2559, 16pp.

- Garreaud R. (1999) " Cold Air Incursions over Subtropical and Tropical South America: A Numerical Case Study", *Monthly Weather Review*, Vol.127, 2823-2852, 30pp.

- Garreaud R., Wallace J.M. (1998) "Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical South America", *Monthly Weather Review*, Vol.126, 2713-2733, 20pp.

- Hamilton M.G., Tarifa J.R. (1978) "Synoptic aspects of polar outbreak leading to frost in tropical brazil, 1972", *Monthly Weather Review*, Vol.106, 1545-1556, 12pp.

- Kalnay et al (1996) "The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project", The Bulletin of the American Meteorological Society, Vol.77, 3, 437-471, 35pp.

- Kousky V.E (1979) "Frontal Influences on Northeast brazil", *Monthly Weather Review*, Vol.107, 1140-1153, 14pp.

- Kousky V.E., Ferreira N.J. (1981) "Interdiurnal Surface pressure variations in brazil : Their spatial distributions, origins and effects", *Monthly Weather Review*, Vol.109, 1999-2008, 10pp.

- Marengo J.A., Nobre. C.A, Culf A.D. (1997a) "Climatic Impacts of 'Friagens' in Forested and Deforested Areas of the Amazon Basin", *Journal of Applied Meteorology*, Vol.36, 11, 1553-1566, 13pp.

- Marengo J., Cornejo A., Satyamurty P., Nobre C. (1997b) "Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994", *Monthly Weather Review*, Vol.125, 2759-2786, 28pp.

- McTaggart R., Bosart C. Bosart L., Davis C.A., Atallah E.H., Gyakum J.R., Kerry A.E. (2006) "Analyse of Hurricane Catarina (2004)", *Monthly Weather Review*, Vol.134, 11, 3029-3053, 24pp.

- Nogués-Paegle J., Mechoso C.R., Fu R., Berbery E.H., Chao W.C, Chen T.C., Cook K., Diaz A.F., Enfield D., Ferreira R., Grimm A.M., Kousky V., Liebmann B., Marengo J., Mo K., Neelin J.D., Paegle J., Robertson A.W., Seth A., Vera C.S. et Zhou J. (2002) "Progress in pan American clivar research : understanding the south American monsoon", *Meteorologica*, Vol.27, 1, 30pp.

- **Pezza A.B., Ambrizzi T.** (2005) "Dynamical conditions and synoptical tracks associated with different types of cold surges over tropical South America", *International Journal of Climatology*, Vol 25, 215-241, 27pp.

- **Pezza A.B., et Simmonds I.** (2005) "The first South Atlantic Hurricane : unprecedented blocking, low shear and climate change", *Geophysical Research Letters*, Vol 32.

- **Planchon O.** (2008) « Transition entre climats tropicaux et tempérés en Amérique du sud : essai de régionalisation climatique », *Cahiers d'Outre-Mer*, 223, Pression anthropique et environnement en Amérique latine, 2003, mis en ligne le 13 février 2008.

- **Ronchail J. et Gallaire** (2006) "ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon bassin", *International Journal of Climatology*, Vol.26, 1223-1236, 14pp.

- **Ronchail J.** (1989) "Advections polaires en Bolivie, mise en évidence et caractérisation des effets climatiques", *Hydrologie Continentale*, Vol.4, 1, 49-56, 8pp.

- Saleska S.R., Didan K., Huete A.R., Da Rocha H.R. (2007) "Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought", Science (Express online), DOI: 10.1126/science.1146663

- Thery H. (2004) "La vague déferlante du soja brésilien", Mappemonde, 74, 7pp.

- Vera C.S., Vigliarolo P.K., Berbery E.H. (2002) "Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America" *Monthly Weather Review*, Vol.130, 684-699, 16pp.

- Vera C.S., Vigliarolo P.K (2000) "A Diagnostic Study of Cold-Air Outbreaks over South America", *Monthly Weather Review*, Vol.128, 3-24, 22pp.

Thèses

Beucher S. (1990) Segmentation d'images et morphologies mathématiques, thèse présentée à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, soutenue le 5 juin 1990.

Communications

Bergès J.C., Chopin F., Desbois M. (2005) "Computation of convective kernel growing rate", African Monsoon Multidisciplinary Analysis, 1ère conférence à Dakar, 28 Novembre-4 Décembre 2005, 2pp.

Sites Internet

- Groupe de Recherche "Météosat Seconde Génération"

msg.univ-paris7.fr

- Réanalyses NCEP/NCAP (NOAA)

http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml

- GOES (NOAA)

http://www.oso.noaa.gov/goes/index.htm

- TRMM (NASA)

http://trmm.gsfc.nasa.gov/